Environment Canada Environnement Canada

National Hydrology Research Institute

NHRI PAPER NO. 42

IWD TECHNICAL BULLETIN NO. 161

A Physical Model of Vertical Integration, Drain Discharge and Surface Runoff for Layered Soils

A. Vandenberg

NHRI

NATIONAL HYDROLOGY RESEARCH INSTITUTE
SASKATOON, SASKATCHEWAN, 1989

(Disponible en français sur demande)

89-05530/

Published by authority of
the Minister of the Environment

©Minister of Supply and Services Canada 1989

Cat. No. En 36-503/161E

ISBN 0-662-17117-9

Contents

	Page
MANAGEMENT PERSPECTIVE	v
ABSTRACT	vi
RESUME	vii
LIST OF SYMBOLS	viii
INTRODUCTION	1
ELEMENTS OF THE HYDROLOGICAL CYCLE AFFECTED BY DRAINAGE	2
INTERNAL SOIL MOISTURE MOVEMENT, INFILTRATION AND GROUND-WATER DISCHARGE	5
Internal transfer functions, Q_i	6
Infiltration, I	10
Ground-water discharge, G	11
OTHER TRANSFER FUNCTIONS	13
Precipitation or evaporation, P	13
Drain discharge, D	13
Surface runoff R	13
MOISTURE ACCOUNTING	14
SIMULATIONS OF A THREE-LAYERED SOIL	15
CONCLUSIONS	27
REFERENCES	27
APPENDIX A Fortran coding for program DRAIN	29
APPENDIX B Drainotes, notes for the user of program DRAIN2	53
APPENDIX C Plotnotes, notes for the user of program PLOTGRAF	61

Tables

1.	Conductivity and pressure as functions of moisture content	16

Illustrations

		Page
Figure 1.	Part of the hydrological cycle affecting streamflow..	3
Figure 2.	Section of the hydrological cycle affected by drainage improvements	4
Figure 3.	Drainage model with distributed soil moisture storage	6
Figure 4.	Internal moisture movement and symbol definitions....	8
Figure 5.	Moisture displacement at the water table	12
Figure 6.	Simulations 1 - 4: Impeding layer from 0-35 cm above the drains: A = 0.008/day	18
Figure 7.	Simulations 5 - 8: Impeding layer from 0-35 cm above the drains: A = 0.004/day	19
Figure 8.	Simulations 9 - 12: Impeding layer from 0-35 cm above the drains: A = 0.002/day	20
Figure 9.	Simulations 13 - 16: Impeding layer from 35-65 cm above the drains: A = 0.008/day	21
Figure 10.	Simulations 17 - 20: Impeding layer from 35-65 cm above the drains: A = 0.004/day	22
Figure 11.	Simulations 21 - 24: Impeding layer from 35-65 cm above the drains: A = 0.002/day	23
Figure 12.	Simulations 25 - 28: Impeding layer from 65-100 cm above the drains: A = 0.008/day	24
Figure 13.	Simulations 29 - 32: Impeding layer from 65-100 cm above the drains: A = 0.004/day	25
Figure 14.	Simulations 33 - 36: Impeding layer from 65-100 cm above the drains: A = 0.002/day	26

Management Perspective

The computer model documented in this report was developed as part of the research program on the effects of agricultural land drainage on the basin hydrograph. The model simulates flow through the unsaturated layer to the water table. Subsurface drain discharges can be calculated from the changes in water table elevations that result from this flow. Infiltration from precipitation is the input to the system, and the model accounts for evapotranspiration, soil moisture, and other parameters. The present model, which incorporates a layered soil, represents an extension to a previous model, developed for the special case of a homogeneous soil only.

Abstract

The elements of the hydrological cycle and their interrelationships which are directly influenced by soil and surface drainage improvements are identified. A model of this partial cycle is constructed, permitting the assessment of the effect of drainage improvement on the total discharge from a drained plot for a given precipitation input. Total discharge is composed of surface runoff and drain discharge.

Particular emphasis is placed on the soil moisture component, infiltration and percolation to the ground-water table. All components except the unsaturated zone are treated as lumped systems, but the unsaturated zone is represented in the model by a stack of up to 50 layers. The moisture transfer between layers is calculated by a forward finite difference type of calculation based on the physical characteristics of the soil layers.

The effect of inhomogeneities in the soil profile on the shape and timing of the discharge is illustrated with a few examples.

The program and related data and documentation files are available on diskette for an IBM-XT and compatible computers.

Résumé

On veut identifier les éléments du cycle hydrologique et leurs interrelations qui sont directement influencés par des améliorations du drainage en surface et dans le sol. Un modèle de ce cycle partiel est élaboré pour permettre d'évaluer l'effet de l'amélioration du drainage sur le débit total provenant d'une parcelle drainée pour un apport donné en précipitations. Le débit total est composé du ruissellement et du drainage.

Une attention particulière est accordée à la composante d'humidité du sol, à l'infiltration et à la percolation jusqu'à la nappe phréatique. Toutes les composantes à l'exception de la zone non saturée est représentée dans ce modèle par un ensemble superposé de couches dont le nombre peut atteindre 50. Le transfert d'humidité d'une couche à l'autre est calculé par une méthode de différences finies vers l'avant basée sur les caractéristiques physiques des couches du sol.

L'effet d'inhomogénéités dans le profil du sol sur la forme et la chronologie du débit est illustré au moyen de quelques exemples.

Le programme ainsi que les données et les fichiers de documentation connexes sont disponibles sur disquette pour ordinateurs IBM-XT et compatibles.

List of Symbols

A	Drainage intensity = 8 $K_o d/L^2$	(day^{-1})	Eq. 13
A_b	Coefficient in surface runoff equation	(cm^{-1} day^{-1})	Eq. 18
D	Drain discharge to ditch	(cm/day)	Fig. 2
d	Equivalent depth of aquifer	(cm)	Eq. 13
E_{max}	Maximum evaporation rate	(cm/day)	Precipitation, P
E_{soil}	Actual evaporation from upper soil layer	(cm/day)	Precipitation, P
G	Ground-water or drain discharge	(cm/day)	Fig. 2
I	Infiltration rate	(cm/day)	Fig. 2
K,K(Ψ),K(Θ)	Conductivity of soil, function of Ψ and Θ	(cm/day)	Eq. 1
K_{b1}	Conductivity at a boundary, in the lower element	(cm/day)	Eq. 4
K_{b2}	Conductivity at a boundary, in the upper element	(cm/day)	Eq. 4
K_i	Conductivity of ith element	(cm/day)	Eq. 3
K_o	Saturated conductivity of the soil below the drain	(cm/day)	Eq. 13
K_s	Saturated conductivity of a soil in the profile above the drain	(cm/day)	Eq. 2
K_{sat}	Saturated conductivity of the upper soil element	(cm/day)	Eq. 12
L	Distance between the drains	(cm)	Eq. 13
m	Number of soil elements		
n_s(or ns if a subscript)	Number of saturated elements		Eq. 16
P	Precipitation rate	(cm/day)	Fig. 2
P_{max}	Depth of water on surface below which no runoff occurs	(cm)	Surface runoff, R
Q_i	Flow rate from element (i-1) to element i	(cm/day)	Eq. 3
Q_b	Flow between an element node and an adjacent element boundary	(cm/day)	Eq. 4
q	Upward vector of internal moisture flow	(cm/day)	Eq. 1
R	Surface runoff rate	(cm/day)	Fig. 2
S_1 Sl	Storage element 1, the atmosphere	(cm)	Fig. 2
S_2	Storage element 2, the surface ponding	(cm)	Fig. 2
S_3	Storage element 3, the soil	(cm)	Fig. 2
$S_{3,i}$	Storage element 3_i, the ith soil element	(cm)	
S_4	Storage element 4, the drain	(cm)	Fig. 2
S_5	Storage element 5, the ditch	(cm)	Fig. 2

t	Time	(days)	
z	Elevation above the drain	(cm)	Eq. 1
z_i	Elevation of centre of ith soil element above the drain	(cm)	Fig. 4
z_w	Elevation of the water table above the drain	(cm)	Eq. 14
α	Constant in exponential expression for $K(\Psi)$	(cm^{-1})	Eq. 2
Δt	Small time interval between successive inventories	(days)	Eq. 8
ΔZ	Thickness of a soil element	(cm)	Eq. 3
θ	Volumetric moisture content	(cm/cm)	
θ_{sat}	Moisture content of upper soil element at saturation	(cm/cm)	Eq. 10
θ_m	Moisture content of upper soil element	(cm/cm)	Eq. 11
θ_m'	Moisture content of upper soil element at end of time step	(cm/cm)	Eq. 11
θ_0	Minimum soil moisture content on the Ψ-θ curve for the upper soil element	(cm/cm)	Precip., P
Ψ	Pressure head	(cm)	Eq. 1
Ψ_b	Pressure head at an element boundary	(cm)	Eq. 4
Ψ_D	Pressure head at depth of drain	(cm)	Eq. 13

A Physical Model of Vertical Integration, Drain Discharge and Surface Runoff for Layered Soils

A. Vandenberg

INTRODUCTION

In a previous publication (Vandenberg, 1985) a model of infiltration, ground-water discharge and surface runoff for drained fields was described for the special case where the soil could reasonably be assumed to be homogeneous between the surface and the drain. However, practical experience in the field showed that the assumption of homogeneity is seldom warranted, particularly when the uppermost soil layers are intensively cultivated. Thus the existing model was modified to allow simulation of flow in the unsaturated zone for the case of horizontal layering, where each layer has different soil physical properties.

In the case of homogeneous soils, the finite difference expressions describing the moisture accounting process were based on the assumption that, with reasonable accuracy, conductivity can be expressed as an exponential function of pressure. This assumption results in a simplified form of the differential equation describing fluid flow in the unsaturated zone (Wind and Van Doorne,1975). In the case of inhomogeneous soils, this approach seemed to offer little promise, and thus the necessary expressions were derived directly from Darcy's law, on the sole assumption that both the conductivity and the pressure head are, for each layer, fully described as single valued functions of soil moisture. The present program is therefore more flexible, since there are no assumptions about the functional relation between pressure or moisture content and conductivity. This flexibility, however, is bought at the price of the more extensive set of data that must be supplied to the program; instead of the one coefficient α in the exponential expression for unsaturated conductivity, the conductivity function must now be given as a table of conductivity versus pressure for each soil layer.

Thus, where the soil profile can with reasonable accuracy be described as homogeneous, there are now two options: Where the measured unsaturated conductivities can be represented by an exponential expression, the earlier program FLO can be used to advantage. Where the unsaturated conductivities cannot be fitted satisfactorily to an exponential curve, program DRAIN, described in this report, must be used.

The primary objective of this report is documentation of the model. No attempt has as yet been made to verify the model by comparison with actual field data. Although the modelling of soil moisture movement is based on well established physical laws, a number of idealizations and simplifications were necessary to keep the size of the program and the data requirement within limits. The validity of these assumptions can only be established by repeated applications to actual field situations.

Furthermore, the program was developed with one uniformly drained field in mind and does not consider flow routing. Since the discharge of interest will usually be the combination of discharges from many fields, we are still faced with the question of routing the individual discharges to the outlet at which the discharge will be measured. Since timing is an integral factor in the routing process, it cannot be assumed that the total discharge of even a small group of fields can be computed as the sum of the model discharges for the individual fields; i.e., different fields will, in general, have different lag times.

This program has been written primarily for the IBM XT; the FORTRAN code and executable file are available on diskette. Files that give detailed documentation on how to run the program are also provided on the same diskette. The contents of these files are printed in the appendices to this report.

ELEMENTS OF THE HYDROLOGICAL CYCLE AFFECTED BY DRAINAGE

Any part of the hydrological cycle can be defined by a set of storage reservoirs between which water transfers take place at rates governed by the laws of physics. In general, these physical laws relate the rates of transfer between two adjacent reservoirs to the physical state of the two reservoirs. Once all the transfer functions have been established, the changing state of the system as a whole can be followed through time by a system of double bookkeeping, provided entries to the ledger are made at frequent enough intervals that the state just after the transfers have been entered provides an accurate basis for calculating the transfer rates during the small time until the next entry is made.

The part of the hydrological cycle that is of primary interest in determining the transformation of a precipitation event over a basin into the corresponding discharge event is shown in Figure 1, where the storage reservoirs are represented by rectangular boxes, and the transfer functions by triangles suggesting the prevalent direction of the transfer.

Drainage works, when installed in parts of a basin, will primarily alter transfer functions, such as runoff rate and ground-water discharge rate, but also affect storages, such as surface ponding and soil moisture. In particular, if we wish to study the effect of drainage improvements on the shape of the basin hydrograph, we can limit ourselves to a small subsection of Figure 1, including only those transfer functions and storages most directly altered by drainage improvement. Figure 2 shows such a partial cycle, including the storage reservoirs S_1 to S_5 and the transfer functions P, I, G, D and R, where:

S_1 = Precipitation reservoir
S_2 = Surface ponding
S_3 = Soil moisture storage
S_4 = Storage in the drains
S_5 = Storage in the ditch
P = Precipitation
I = Infiltration
G = Ground-water discharge to drain
D = Drain discharge to ditch
R = Runoff over the surface into the ditch

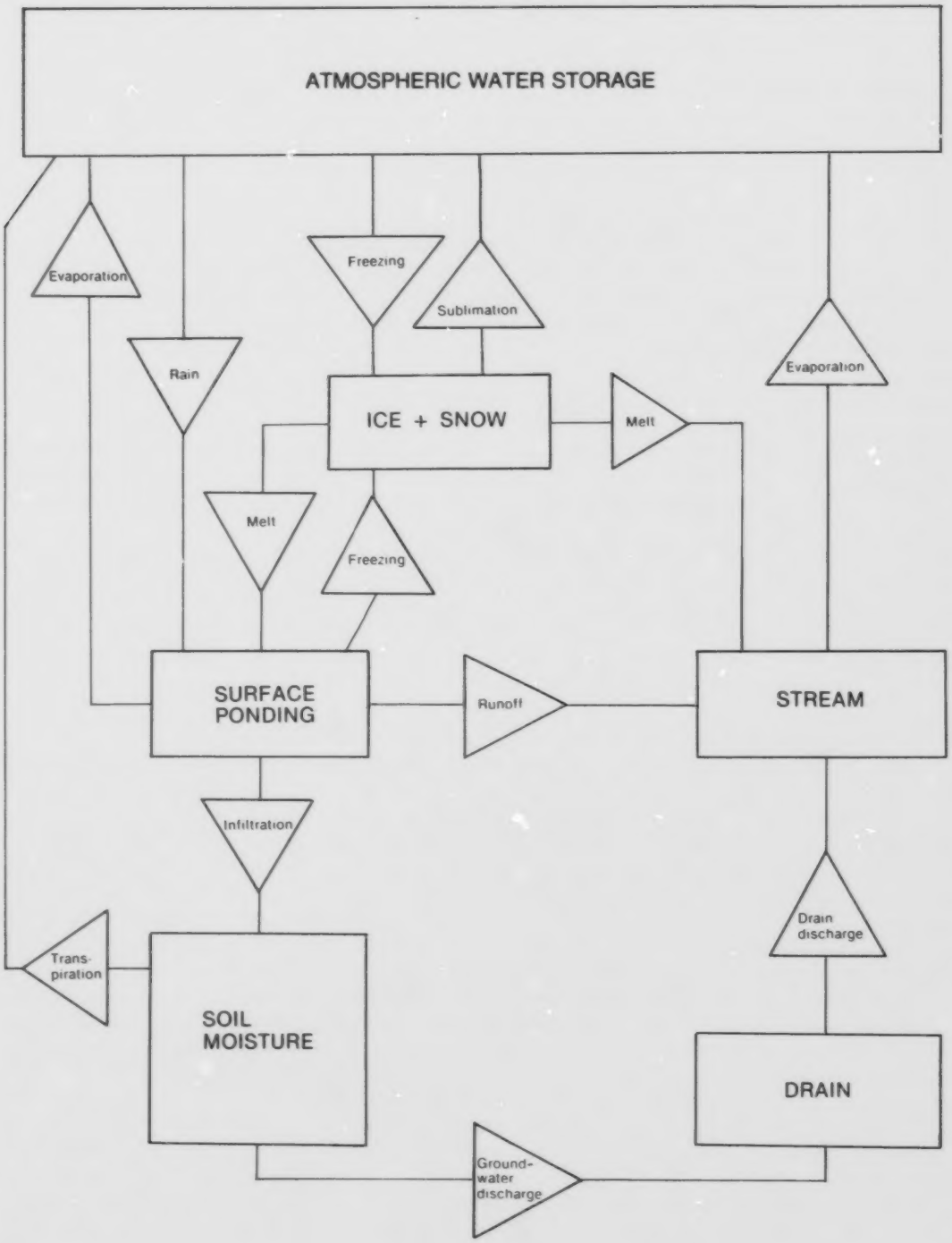

Figure 1. Part of the hydrological cycle affecting streamflow.

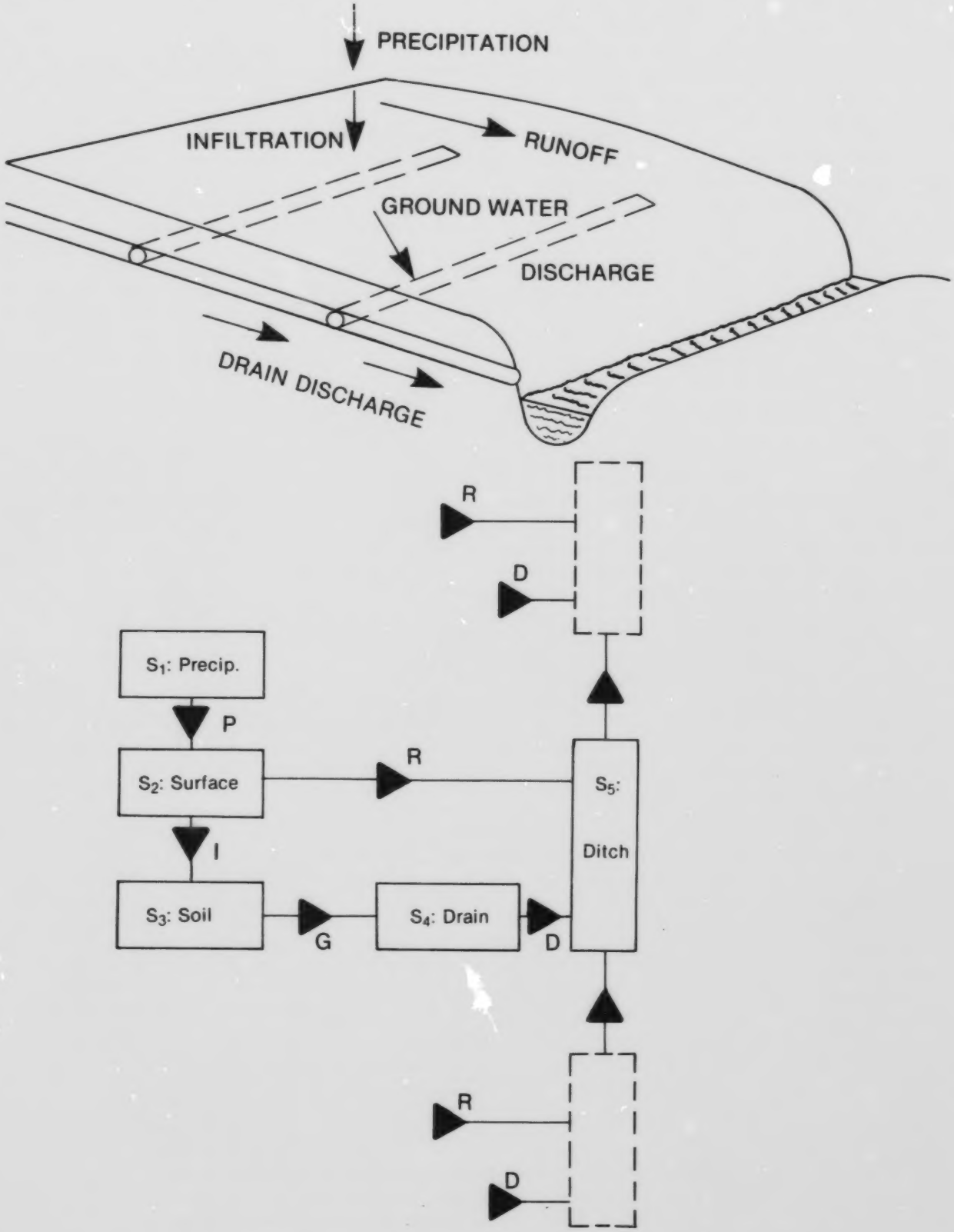

Figure 2. Section of the hydrological cycle affected by drainage improvements.

Figure 2 also indicates how the partial cycle for one field is connected to other fields through the section of ditch, S_5; each section of the ditch receives inputs R and D, as well as input from at least one other section. Therefore the state of the section, i.e., its water level, cannot be calculated unless the states of the adjoining sections are also known. This has the further consequence that, if R and D are sensitive to changes in S_5, all other storages in the system will also be affected, and a workable model must include all the drained fields which discharge into the same ditch.

Fortunately, in most instances both R and D discharge into the ditch or stream above the water level, and therefore do not depend on the water level in the ditch. Only in cases of extreme flooding, i.e., when the outlet of S_5 becomes blocked, will the drain outlet be under water, and then the direction of D may even be reversed. We will not consider such extreme cases here, but limit ourselves to the one field, assuming that all the time R and D are independent of S_5, which will be maintained for bookkeeping purposes only. Thus, with the addition of S_1 at the input end, we are now dealing with a closed system for which the sum of all the storages must remain constant. S_1, like S_5, does not influence any transfers, and is only maintained for bookkeeping purposes.

In the next two sections, a detailed analysis is given of the transfer functions: the soil-related functions Q, I and G, and the remaining functions P, D and R. Then the model, basically a moisture-accounting process, is described in its entirety. Some of the model results are shown and the effects of soil heterogeneity on the shape of the discharge hydrograph will be discussed.

INTERNAL SOIL MOISTURE MOVEMENT, INFILTRATION AND GROUND-WATER DISCHARGE

In the previous section, and in Figures 1 and 2, we have tacitly assumed that for each of the storage elements shown, under isothermal conditions, the state of the element can be equated to the total amount of water in the element, a unique number. Specifically in the case of soil storage, however, soil moisture is typically a function of its position in the soil, notably of its elevation. But the infiltration rate, I, for example, does not depend on the moisture content at some depth, but only on the moisture content near the surface. Similarly, the ground-water discharge, G, does not depend on the moisture content near the surface or at some intermediate depth, but rather on the hydraulic head and therefore on the water content at the depth of the drain. Thus, the lumped system of Figures 1 and 2 can introduce large errors, since soil moisture is distributed unevenly throughout the soil column. Thus, we come to consider the model of Figure 3, with distributed ground-water storage, which is derived from Figure 2 by subdividing S_3 into m smaller storage elements $S_{3,i}$, i = 1 to m, and introducing the (m-1) internal transfer functions Q_i, i = 2,m.

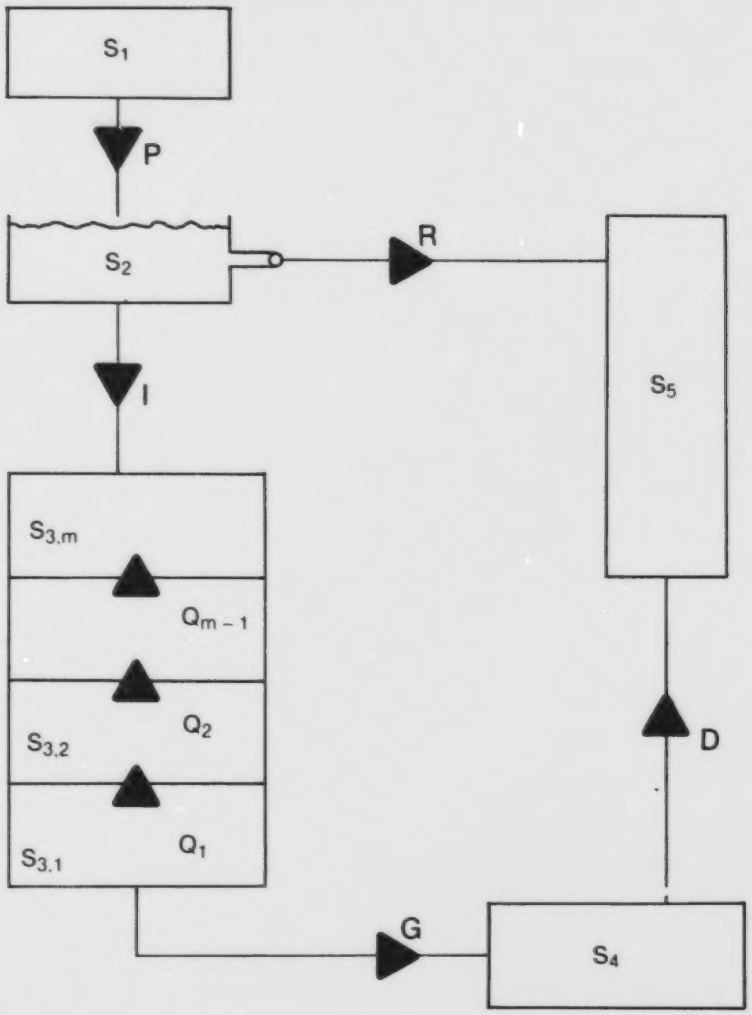

Figure 3. Drainage model with distributed soil moisture storage.

Internal transfer functions, Q_i

The internal transfer functions can be derived from Darcy's law, modified for vertical flow in an unsaturated soil:

$$q = -K(\Psi)(d/dZ)(\Psi + Z) = -K(\Psi)(d\Psi/dZ + 1) \quad (1)$$

where

- q = volume of water moving upward through a horizontal plane of unit area per unit of time(dimension L/T)
- K = conductivity, which is a function of pressure head (dimension L/T)
- Ψ = pressure head, negative in unsaturated soil, positive in saturated soil (dimension L)
- Z = vertical coordinate increasing upward (dimension L).

Pressure head is related to moisture content by volume, θ, but the relation, strictly speaking, is not unique, showing hysteresis; i.e., both the $\theta(\Psi)$ curve and the $K(\Psi)$ curve for a drying soil are different from the curves for a wetting soil (Hillel, 1980a). However, accounting for hysteresis in a numerical model is difficult, requiring a large amount of extra code and increased run times, and demanding a great deal of extra laboratory data. Therefore, although it is difficult to assess the error introduced in doing so, we will nevertheless base our model on an average $\Psi(\theta)$ curve which uniquely relates θ and Ψ independent of past history. This relation must be determined for each soil in the laboratory or in the field by measuring Ψ at different values of θ.

Similarly, the relation between K and Ψ, or K and θ must be established in the laboratory. Except for very dry soils, the $K(\Psi)$ relation can often be expressed by:

$$K = K_s \exp(\alpha \Psi) \qquad (2)$$

where

K_s = conductivity of the saturated soil
α = a constant, characteristic of the particular soil.

For the present model no specific use is made of this equation, although it may be used in data preparation and function evaluation. For the purpose of the model, it is sufficient that both $K(\theta)$ and $\Psi(\theta)$ are monotonic, one-valued functions, which must be available to the program in tabular or functional form, such that for a given value of any one of the three variables, θ, Ψ or K, the other two can be determined.

Equation (1) is used to describe the internal transfer functions Q_i. The finite difference form of equation (1) can be written as:

$$Q_i = -\left(\frac{K_{i-1} + K_i}{2}\right)\left(\frac{\Psi_i - \Psi_{i-1}}{\Delta Z} + 1\right) \qquad (3)$$

where

Q_i = the moisture flow rate from the (i-1)th element to the (i)th element

$(K_{i-1} + K_i)/2$ = the average value of K between the (i-1)th and the (i)th element

ΔZ = the thickness of the soil element.

If the soil is homogeneous, Equation (3) can be used directly to calculate the flow rate between two adjacent elements. However, for the flow between two dissimilar soil elements this procedure is rather inaccurate, since it assumes that at the boundary between the two elements:

- the conductivity is the average of the nodal conductivities, and
- the pressure changes in a nearly linear fashion between the nodes.

With the help of Figure 4 we can see that the latter is certainly not the case, while the first assumption obviously contradicts the assumption of a layered soil with abrupt changes in soil physical properties.

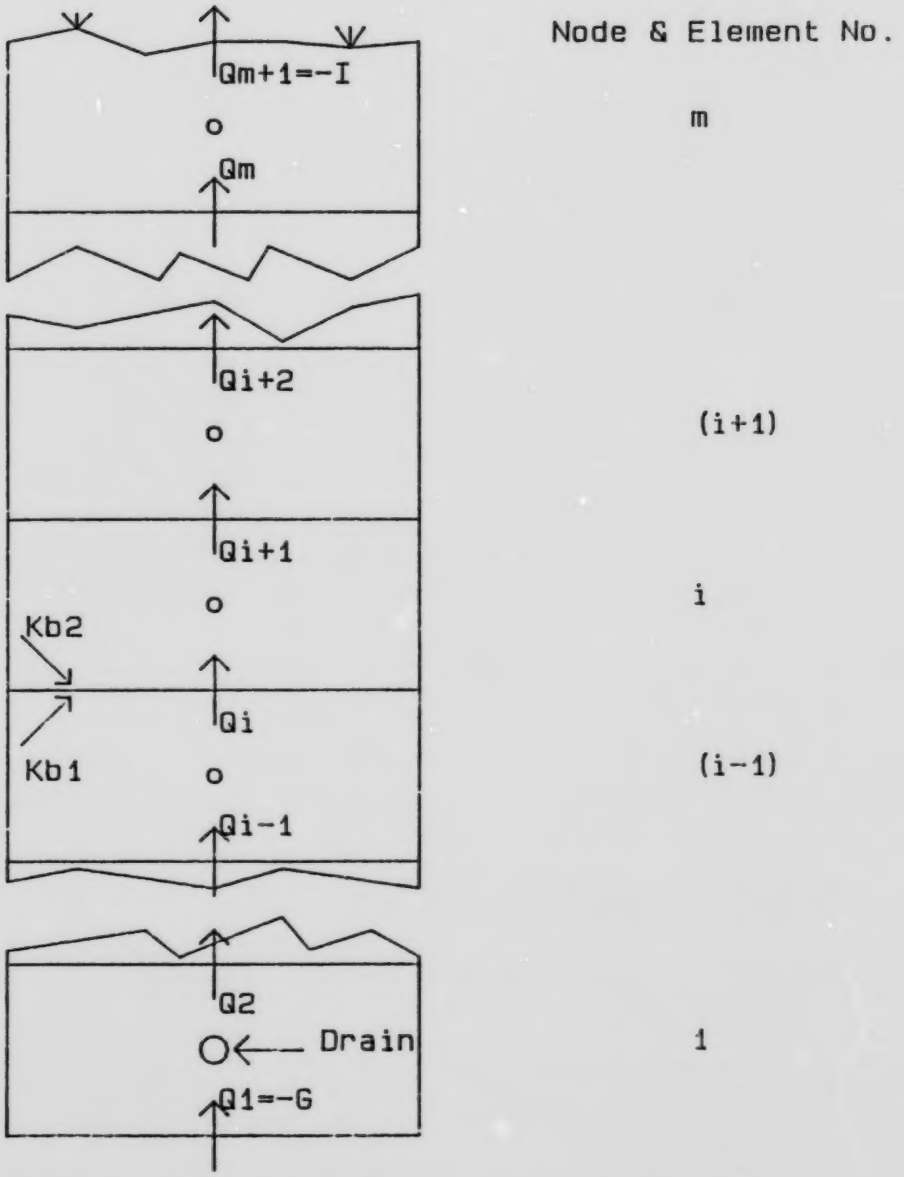

Figure 4. Internal moisture movement and symbol definitions.

For a more precise analysis and calculation of Q_i between dissimilar elements, we consider separately the flow $Q_{b(i-1)}$ between the (i-1)th node and the boundary and the flow Q_{bi} between the boundary and the (i)th node:

$$Q_{(i-1)b} = -\left(\frac{K_{i-1} + K_{b1}}{2}\right)\left(\frac{\Psi_b - \Psi_{i-1}}{(1/2)\Delta Z} + 1\right) \quad (4)$$

and

$$Q_{bi} = -\left(\frac{K_{b2} + K_i}{2}\right)\left(\frac{\Psi_i - \Psi_b}{(1/2)\Delta Z} + 1\right) \quad (5)$$

where K_{b1} and K_{b2} are the conductivities at the boundary, in the (i-1)th and in the (i)th element respectively. Since Ψ_b, the pressure on the boundary, is the same on both sides, K_{b1} and K_{b2} can be uniquely determined once Ψ_b is known.

Since the flow towards the boundary and the flow away from the boundary must be the same, the right hand sides of Equations (4) and (5) can be equated:

$$(K_{i-1}+K_{b1})(\Psi_b-\Psi_{i-1}+\Delta Z/2) = (K_i+K_{b2})(\Psi_i-\Psi_b+\Delta Z/2)$$

which, written explicitly for Ψ_b, becomes:

$$\Psi_b = \frac{(K_i+K_{b2})(\Psi_i+\Delta Z/2) + (K_{i-1}+K_{b1})(\Psi_{i-1}-\Delta Z/2)}{K_i + K_{i-1} + K_{b1} + K_{b2}} \quad (6)$$

For a first estimate of Ψ_b the assumption is made that

$$K_{b1} = K_{i-1}$$

and

$$K_{b2} = K_i$$

Thus

Ψ_b(first estimate)

$$= \frac{K_i(\Psi_i + \Delta Z/2) + K_{i-1}(\Psi_{i-1} - \Delta Z/2)}{K_i + K_{i-1}} \quad (7)$$

For a better estimate, K_{b1} and K_{b2} can be calculated using the first estimate of Ψ_b, followed by application of Equation (6).

The program employs an iterative routine based on Equation (7) to calculate Ψ_b if elements (i-1) and (i) are dissimilar, with a maximum of 4 iterations. The iterations are also terminated whenever the difference

between the previously and lastly calculated values of Ψ_b is less than 1 cm. Once Ψ_b has been found with sufficient accuracy, Q_i can be calculated from either Equation (4) or (5).

Now, a rate of flow of moisture Q_i out of the (i-1)th element during a small period of time, Δt, results in a decrease, $-\Delta(\theta\Delta Z)$, of the total moisture content, $\theta\Delta Z$ of the (i-1)th element:

$$\Delta(\theta_{i-1}\Delta Z) = -Q_i\Delta t$$

Thus

$$\Delta(\theta_{i-1}\Delta Z) = \Delta t(Q_{i-1} - Q_i)$$

or

$$\Delta\theta_{i-1} = (Q_{i-1} - Q_i)\Delta t/\Delta Z. \qquad (8)$$

Equation (8) can be used to simulate the future state of all the internal elements with moisture content below saturation. But for the upper element of S_3, the flux through the upper surface, that is, infiltration or evaporation, must be calculated by other means, since it is controlled by the state of the storage element S_2, the pooled water, as well as by the state of $S_{3,m}$, the uppermost soil layer. And in the case of the lowermost unsaturated element, the flow through its lower surface is determined by saturated flow conditions in the underlying element, and must therefore also be determined separately.

Infiltration, I

Instantaneous infiltration rate into a soil depends primarily on the moisture content of the uppermost soil element, but is limited by the amount of water stored on the surface, S_2.

$$I\Delta t \leq S_2 \qquad (9)$$

and by the storage capacity of the upper soil layer

$$I\Delta t \leq \Delta Z(\theta_{sat} - \theta'_m) \qquad (10)$$

where

θ_{sat} = saturated moisture content of the m^{th} or upper soil storage element, $S_{3,m}$

θ'_m = the moisture content of element $S_{3,m}$ taking into account that its water content at the end of the timestep may be taken, thus

$$\theta'_m = \theta_m + Q_m \Delta t/\Delta Z. \qquad (11)$$

Furthermore, it must be taken into consideration that, if the level of S_2 is above the level of the outflow (Figure 3), surface runoff R will be generated, competing with infiltration for the total available surface storage (ponding).

Within these limits the infiltration rate can be calculated on the assumption that, as long as $S_2 > 0$, the surface of the soil is saturated and has conductivity K_{sat}, the saturated conductivity of element $S_{3,m}$. Then, from Equation (1), and with

$$d\Psi/dZ \simeq - \Psi_m/(\Delta Z/2)$$

we obtain

$$I = (K_{sat} + K_m)(\Delta Z - 2\Psi_m)/(2\Delta Z) \qquad (12)$$

where I is the moisture movement through the surface in the downward direction.

Ground-water discharge, G

For the simulation of ground-water discharge, G, we use the linear approximation first given by Hooghoudt (1937); and also described in Hillel (1980b):

$$G = A\Psi_D \qquad (13)$$

where

Ψ_D = pressure head at the depth of the drains midway between two parallel drains
A = drainage intensity = $8K_o d/L^2$ (dimension L/T)
L = distance between drains
d = the "equivalent depth" of the aquifer below the drains (Hillel, 1980a)
K_o = saturated conductivity of soil below the drains.

From Equation (13) we can derive an expression for G in terms of Z_w, the height of the water table above the drains midway between the drains, instead of in terms of Ψ_D (Van Wijk, 1980):

$$G = AZ_wK_o/(AZ_w + K_o) \qquad (14)$$

and the equivalent equation for Z_w:

$$Z_w = GK_o/[A(K_o - G)] \qquad (15)$$

Equations (14) and (15) contain the two unknowns G and Z_w. However, since the saturated zone does not allow for any storage changes, the flow from the lowermost unsaturated element to the water table must be equal to G (Figure 5) and with the use of equation (1) can be expressed as:

$$G = K_{ns+1}\left(\frac{\Psi_{ns+1}}{d - Z_w} + 1\right) \qquad (16)$$

where

K_{ns+1} = the conductivity of the lowest unsaturated element
n_s = the number of saturated elements, where a saturated element is an element for which the centre is below the watertable.
Ψ_{ns+1} = the pressure of the lowest unsaturated element
d = $n_s . \Delta Z$ (see Figure 5).

Equating the right hand sides of Equations (14) and (16) leads to a quadratic in Z_w:

$$AZ_w^2(K_O/K_{ns+1} - 1) + Z_w\{A(\Psi_{ns+1} + d) - K_O - AdK_O/K_{ns+1}\}$$
$$+ K_O(\Psi_{ns+1} + d) = 0 \qquad (17)$$

from which Z_w can be calculated; then G can be calculated from Equation (14).

However, during the operation and testing of the model it appeared that, although Equation (17) works very well whenever the lowermost unsaturated element is the same soil type as the uppermost saturated element, the equation gave problematic results whenever these elements are very dissimilar. In fact, calculated values of Z_w were often less than $(n_s - 1)d$ and thus incompatible with the number of saturated elements. To eliminate this problem, Equation (17) was further simplified, based on the observation that the quadratic term is small in comparison to the other two terms. Thus we assume that

$$A(K_O/K_{ns+1} - 1) = 0$$

which reduces Equation (17) to:

$$Z_w = K_O(d + \Psi_{ns+1})/(K_O - A\Psi_{ns+1}) \qquad (17a)$$

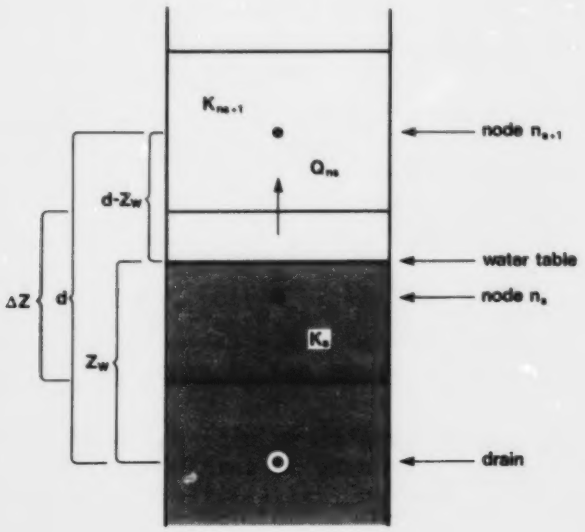

Figure 5. Moisture displacement at the water table.

OTHER TRANSFER FUNCTIONS

Precipitation or Evaporation, P

Comparison of Figures 2 and 3 indicates that the transfer function labelled P, the input to the surface reservoir, S_2, is in fact composed of a number of transfers, mainly those shown in Figure 2 as rain, melt, evaporation and freezing, the latter two being negative inputs to S_2. At present the model does not distinguish between these inputs, but presumes that their algebraic sum is known from other sources and presented at each timestep as input to the model. The construction of the model, however, permits the insertion of additional routines for these functions as they become available.

Whenever there is no precipitation, evaporation may take place from ponded water, or from the upper soil layer if S_2 is empty; P may thus be negative. In the model, transpiration, which takes place in the leaves of plants, is not considered, although it transfers moisture from the soil, sometimes at considerable depth, through the root system to the atmosphere. Thus, the model accounts only for evaporation from the ponded water S_2 at the given evaporation rate or, if no ponding is present, from the top element of the soil at a reduced rate. At present, the simple formula is used:

$$E_{soil} = E_{max} (\theta_m - \theta_o)/(\theta_{sat} - \theta_o)$$

where

E_{soil} = actual evaporation from the upper soil element
E_{max} = evaporation from a saturated surface, as given on input
θ_m = moisture content of top element
θ_o = minimum soil moisture content on the $\Psi - \theta$ curve
θ_{sat} = moisture content at saturation, top element.

Thus actual evaporation will be equal to the given evaporation for a saturated top element only and decreases linearly with decreasing soil moisture content, becoming zero when the soil is at minimum moisture content.

Drain Discharge, D

In the present version of the model the small storage changes in the drains are not taken into account, and D is assumed to be equal to G at all times. If future applications so warrant, the transfer function $D(S_4)$ can easily be inserted into the model.

Surface Runoff R

Surface runoff will be generated whenever the depth of water on the surface, S_2, exceeds a certain value, designated by the constant P_{max} in the model. P_{max} is usually in the order of a few millimetres.

The runoff velocity $R(S_2)$ is calculated using an equation first proposed by Horton (1938) and described more recently by Huggins and Burney (1982):

$$R = A_b (S_2 - P_{max})^2 \qquad (18)$$

where A_b is a constant; R is, however, restricted by the following inequalities:

(1): $R\Delta t < S_2 - P_{max}$, and

(2): $(R + I)\Delta t < S_2$

Condition (2) requires that I and R be determined at the same time. Both I and R are first calculated separately, R being limited by condition (1). Then the sum $(R + I)\Delta t$ is calculated and compared with the available storage S_2; if condition (2) is not met, the available storage is prorated over R and I, i.e., both R and I are multiplied by the factor

$$S_2/\{(R + I)\Delta t\}$$

The threshold value P_{max} can have a strong effect on the peak flow. If the threshold value is low, as with good surface drainage, and the soil conductivity is low, the surface storage cannot retain any precipitation and the soil cannot absorb it fast enough; thus most of the precipitation will run off over the surface. Surface runoff is generally fast and thus creates a large peak. If the threshold value is high, as with poor surface drainage and swamp conditions, the excess water cannot run off, and either evaporates or slowly runs off through the soil and the drains.

If, however, not only the surface drainage but subsequently also the subsurface drainage is improved, the peak will become smaller again (Wind and Vandenberg, 1984; Vandenberg, 1985).

MOISTURE ACCOUNTING

Once the transfer rates between storage elements have been calculated, the newly stored volumes can be calculated by adding the inflows and subtracting the outflows from the previously stored volumes for each element according to the schematic of Figure 3. Since the total volume stored for each soil element is the product of moisture content and thickness, the new moisture content will be:

$$\Theta_i(t + \Delta t) = Q_i(t) + (Q_i - Q_{i+1})\Delta t/\Delta Z \qquad (19)$$

for $i = 2, m - 1$

i.e., for all the internal elements (Figure 4). For the upper (the m^{th}) element,

$$Q_{m+1} = -I$$

and for the lowermost unsaturated element,

Q_i = - G, the ground water discharge.

From Figure 3 we can read directly:

$$S_1(t + \Delta t) = S_1(t) - P\Delta t \quad (20)$$

$$S_2(t + \Delta t) = S_2(t) + (P - R - I)\Delta t \quad (21)$$

$$S_5(t + \Delta t) = S_5(t) + (R + G)\Delta t \quad (22)$$

Equation 22 occurs in this form, since we have assumed for the moment that

D = G

In the case of evaporation, i.e., negative P, the value of P in (20) is not necessarily the value given on input, but depends on the presence or absence of pooled water on the surface, and in the absence of surface water, on the moisture content of the upper soil element.

SIMULATIONS OF A THREE-LAYERED SOIL

In this section, some simulations carried out with the model are described, and the effect of heterogeneity of the soil above the drain on the discharge from the drained field is discussed. These examples are not intended to provide a complete description of how drain discharge is affected by layering of the soil, but rather to show that the model runs satisfactorily even under conditions of extreme heterogeneity.

Basically, the examples deal with a homogeneous sandy soil, into which a low conductivity zone is introduced at different heights above the drain. The only variables between simulations are the type and depth of the low conductivity soil layer and A, Hooghoudt's constant. The other characteristics of the drained field, such as the depth of the drains, the surface runoff coefficient, the maximum pool height, and the conductivity of the subsoil, are all kept constant for all the simulations; a description of the effect of some of these parameters can be found in Vandenberg (1985). A precipitation of 0.6 cm/day for 15 days is the typical input for all simulations. The characteristic curve and the moisture - conductivity relation of the sandy loam and the three low-conductivity soils are given in Table 1. The Ψ-values of the low-conductivity soils are identical; only the conductivities vary. Soil type 3 is 10 times as permeable as soil type 2, while soil type 4 is only half as permeable as soil type 3. The values used for the other parameters are:

A = varying: 0.002, 0.004 or 0.008 day^{-1}
A_b = 0.2 cm^{-1} day^{-1}
K_o = 2 cm/day
Depth of drain = 100 cm
Maximum pool height = 0.4 cm

Depth of low conductivity zone - varying:
from 0 - 35 cm above the drain,
from 35 - 70 cm above the drain, or
from 65 - 100 cm above the drain.

For all the simulations, the initial state of the system is the state at which there is an equilibrium downward flow of 0.01 cm/day.

At this rate of flow, the initial moisture content available for drainage from the homogeneous sandy soil is approximately 7.4 cm out of a total of 100 x (0.45 - 0.28 cm) = 17 cm for a completely saturated soil, leaving 9.6 cm for storage of precipitation. For a profile with the least permeable soil (type 4) in the lower 35 cm, the total amount of storage initially available is only 6.6 cm. Thus, to accommodate a precipitation event totalling 15 x 0.6 = 9 cm without creating overland flow, the homogeneous sandy soil does not need to generate drain discharge, whereas the soil profile with the low permeability impeding layer has to generate a ground-water discharge of approximately 2.4 cm or a rate of 2.4/15 = 0.16 cm/day.

Table 1. Conductivity and Pressure as Functions of Moisture Content

	Soil type 1		Soil type 2		Soil type 3		Soil type 4	
(%) moisture	Cond. cm/day	Pressure cm	Cond. cm/day	Pressure cm	Cond. cm/day	Pressure cm	Cond. cm/day	Pressure cm
28	0.0267	-217.0	0.00008	-280	0.00079	-280	0.00039	-280
29	0.1577	-127.0	0.00009	-272	0.00087	-272	0.00043	-272
30	0.2874	- 97.0	0.00010	-265	0.00102	-265	0.00051	-265
31	0.4203	- 78.0	0.00012	-255	0.00122	-255	0.00061	-255
32	0.5451	- 65.0	0.00015	-245	0.00149	-245	0.00075	-245
33	0.6651	- 55.0	0.00019	-234	0.00186	-234	0.00098	-234
34	0.7217	- 51.0	0.00023	-223	0.00231	-223	0.00115	-223
35	0.7813	- 47.0	0.00029	-211	0.00294	-211	0.00147	-211
36	0.8463	- 43.0	0.00037	-199	0.00374	-199	0.00187	-199
37	0.9077	- 39.5	0.00049	-186	0.00485	-186	0.00242	-186
38	0.9735	- 36.0	0.00065	-172	0.00641	-172	0.00320	-172
39	1.0337	- 33.0	0.00087	-157	0.00866	-157	0.00433	-157
40	1.0976	- 30.0	0.00117	-142	0.01169	-142	0.00584	-142
41	1.1585	- 27.3	0.0017	-123	0.01709	-123	0.00854	-123
42	1.3482	- 19.7	0.00265	-101	0.02653	-101	0.01326	-101
43	1.5359	- 13.2	0.00429	- 77	0.04288	- 77	0.02144	- 77
44	1.7562	- 6.5	0.00813	- 52	0.08131	- 52	0.04065	- 52
45	1.8798	- 3.1	0.01189	- 26	0.11890	- 26	0.05945	- 26
46	2	0	0.02	0	0.2	0	0.1	0

The results of the 36 simulations, the combined surface runoff and drain discharge, are shown in Figures 6 to 14. They are organized as follows:

Figures 6, 7, 8:	Low conductivity layer from 0 - 35 cm above drain
Figures 9, 10, 11:	Low conductivity layer from 35 - 70 cm above drain
Figures 12, 13, 14:	Low conductivity layer from 65 - 100 cm above drain.
Figures 6, 9, 12:	$A = 0.008\ day^{-1}$
Figures 7, 10, 13:	$A = 0.004\ day^{-1}$
Figures 8, 11, 14:	$A = 0.002\ day^{-1}$.

Each figure represents 4 simulations: No impeding layer, and impeding layers of soil types 2, 3 and 4.

One of the first things to be noted is that, regardless of the other parameters, the total discharge is always primarily surface runoff in the simulations with the least impermeable impeding layer. This is indicated by the sudden rise of the total discharge. For a deeper impeding layer, more precipitation is stored in the sandy soil above the layer, the rise in discharge occurs later in time, and the peak is smaller (Compare, for example, Figures 6, 9 and 12.). The drain discharge for these low permeability layers is never more than 0.03 cm/day.

The simulations with an impeding layer of intermediate permeability (soil type 4) yield surface runoff in all the simulations when the impeding layer is in the middle or the top 35 cm of the profile, but the contribution of drain discharge to total discharge is considerably higher than for soil type 2 (up to 0.12 cm/day). Figure 6 shows a rather curious phenomenon, where an equilibrium flow is established which is slightly higher (0.12 cm/day) than the saturated conductivity of the impeding layer (0.1 cm/day). In the impeding layer, an inverted moisture gradient is established, i.e., the moister soil is near the top of the layer; and, at that particular rate of flow, the flow across the boundary between the two soil layers can also be maintained at the same rate. In other words, Equations 4 and 5 can be satisfied. A few less notorious examples of the same phenomenon are the short "plateaus" on the receding limbs on Figures 9, 10 and 11.

The sudden rises and drops in drain discharge in many of the simulations are caused by a delay in saturation of the impeding layer. The low permeability impedes the flow to deeper layers and causes the sandy soil in the upper layer to become fully saturated; a perched watertable is temporarily formed. However, the drain discharge is determined by the height of the watertable at or below the lower boundary of the impeding layer. Eventually the impeding layer becomes saturated and the watertable suddenly rises dramatically to the height of the perched watertable. The same process happens in reverse during drainage of the profile after the precipitation event ceases.

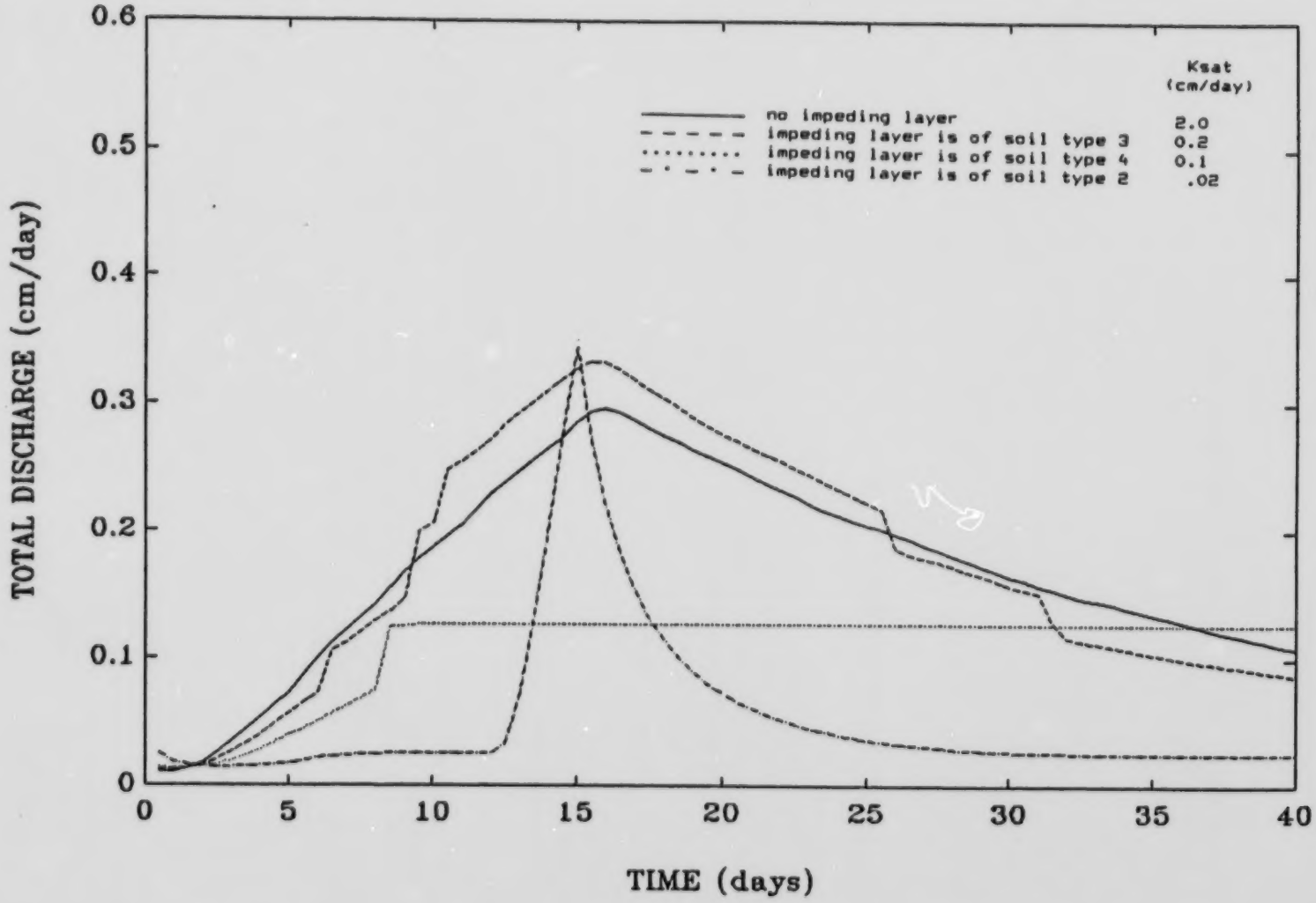

Figure 6. Simulations 1 - 4: Impeding layer from 0 - 35 cm above the drains: A = 0.008/day.

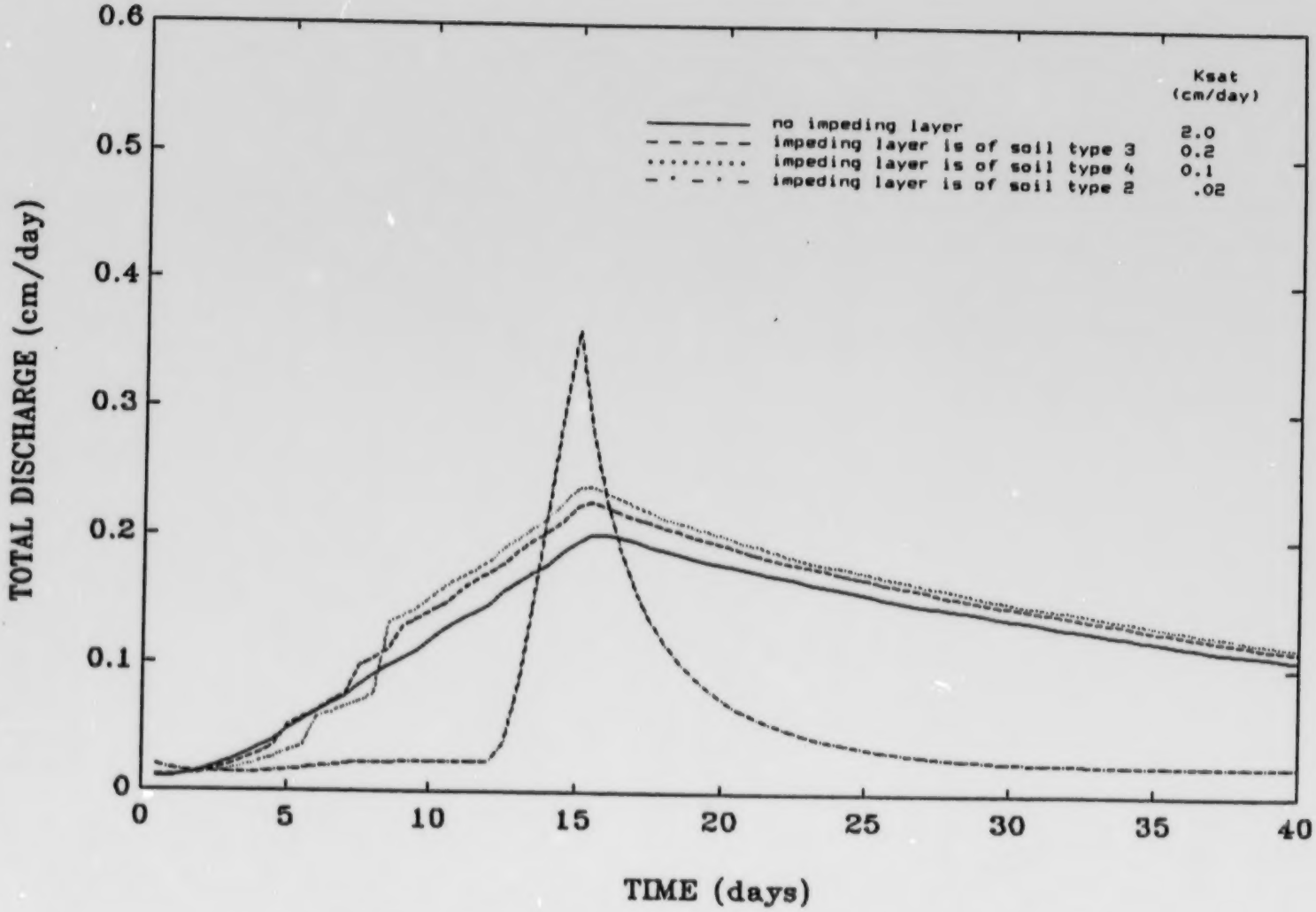

Figure 7. Simulations 5 - 8: Impeding layer from 0 - 35 cm above the drains: A = 0.004/day.

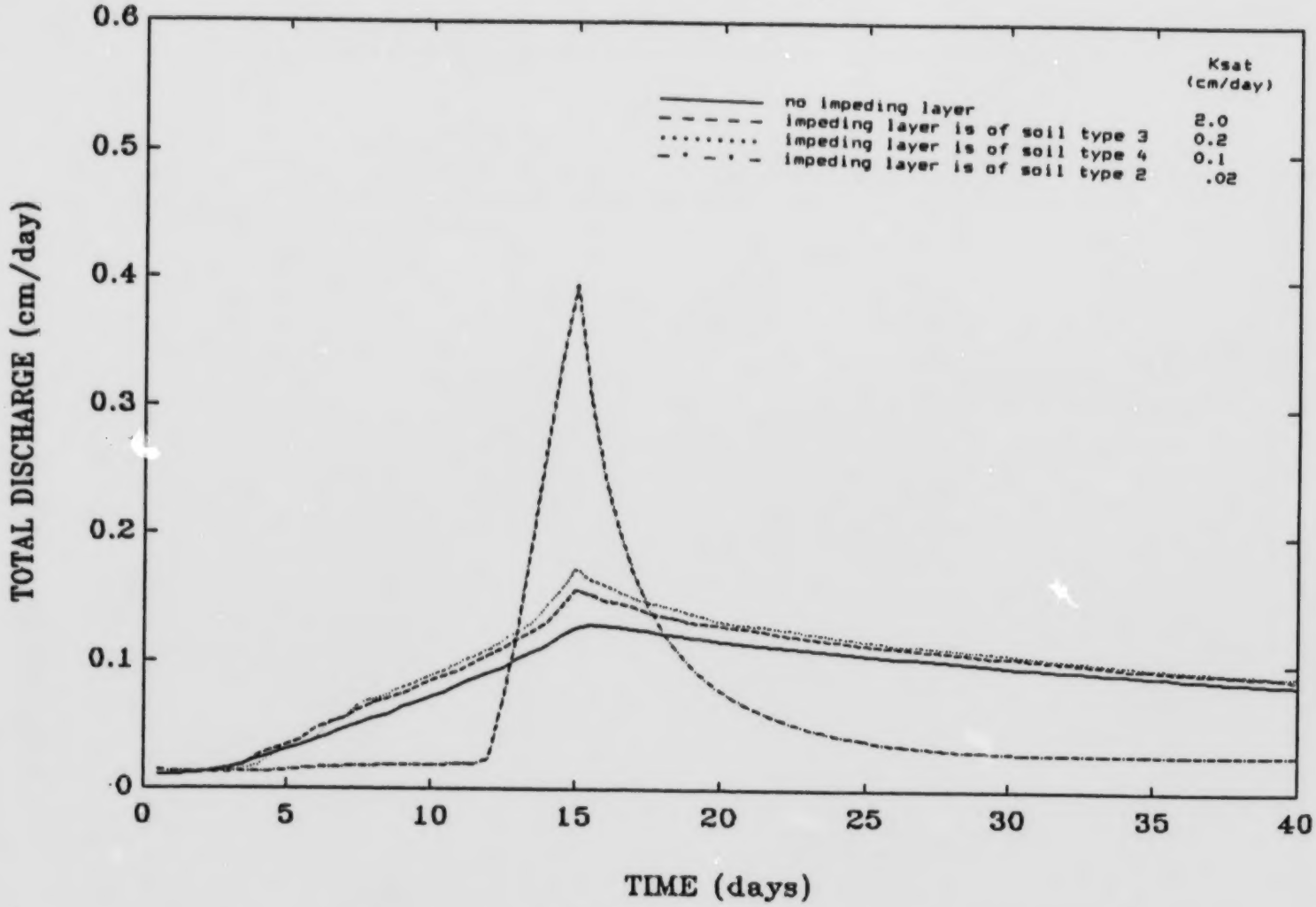

Figure 8. Simulations 9 - 12: Impeding layer from 0 - 35 cm above the drains: A = 0.002/day.

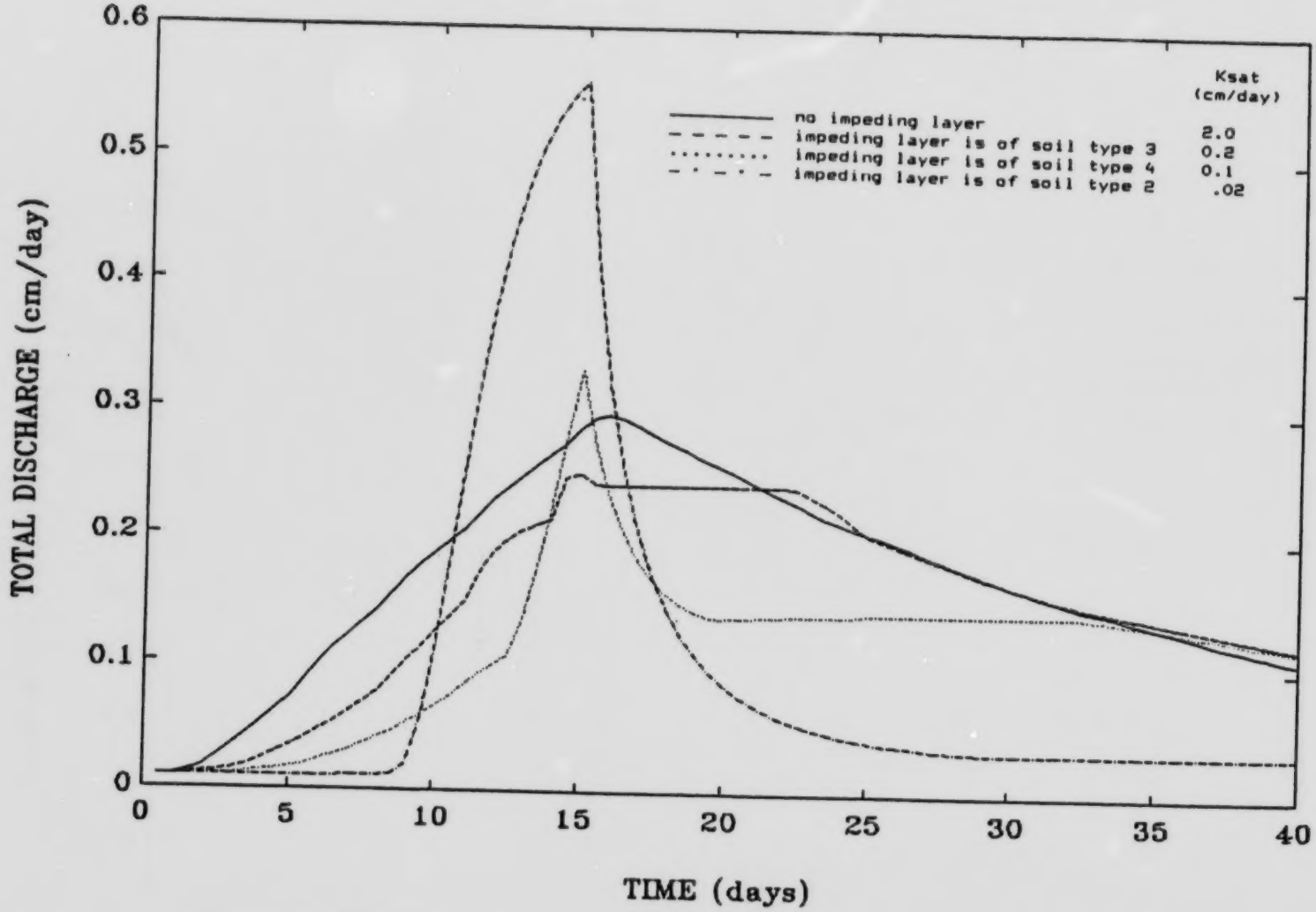

Figure 9. Simulations 13 - 16: Impeding layer from 35 - 65 cm above the drains: A = 0.008/day.

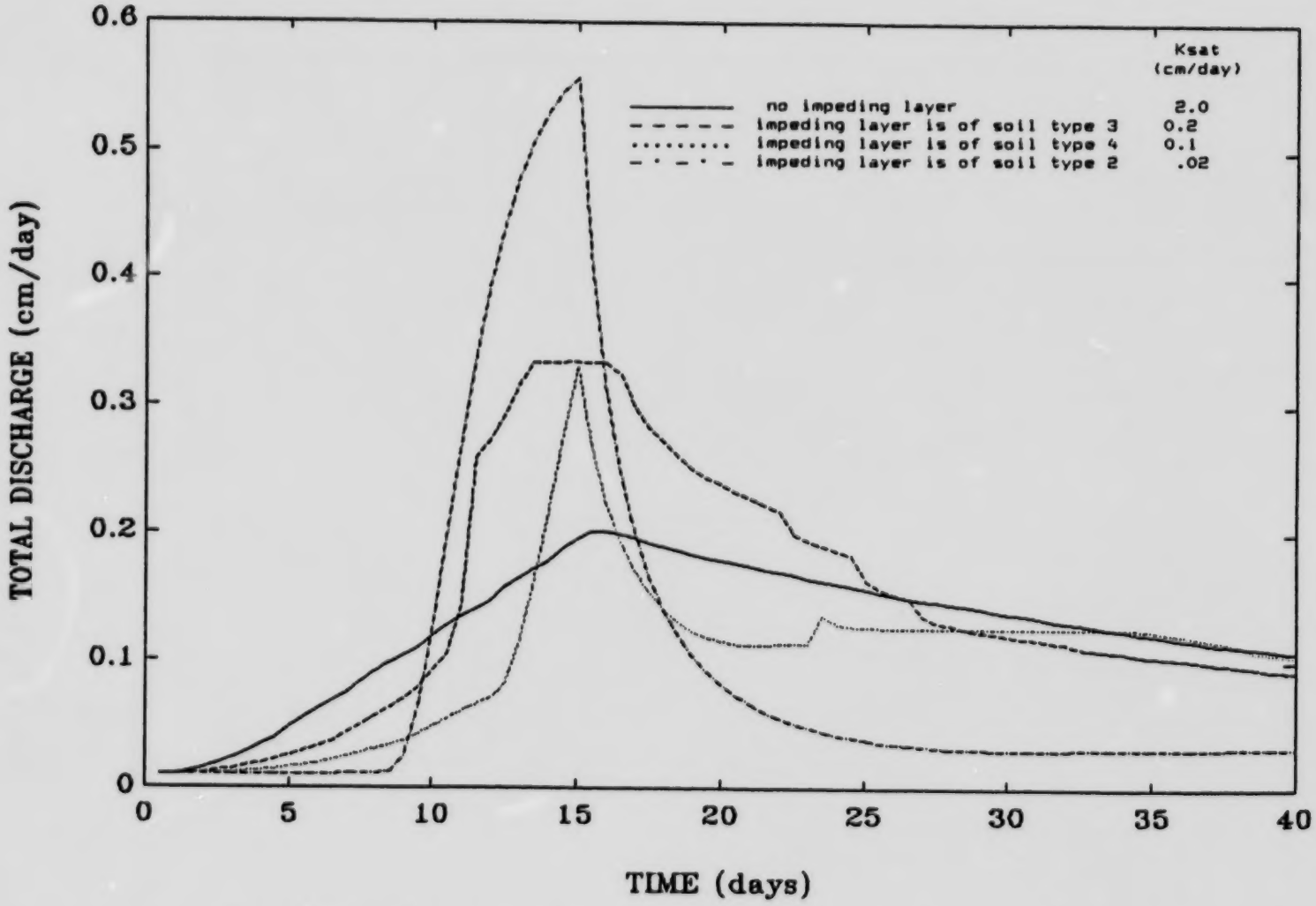

Figure 10. Simulations 17 - 20: Impeding layer from 35 - 65 cm above the drains: A = 0.004/day.

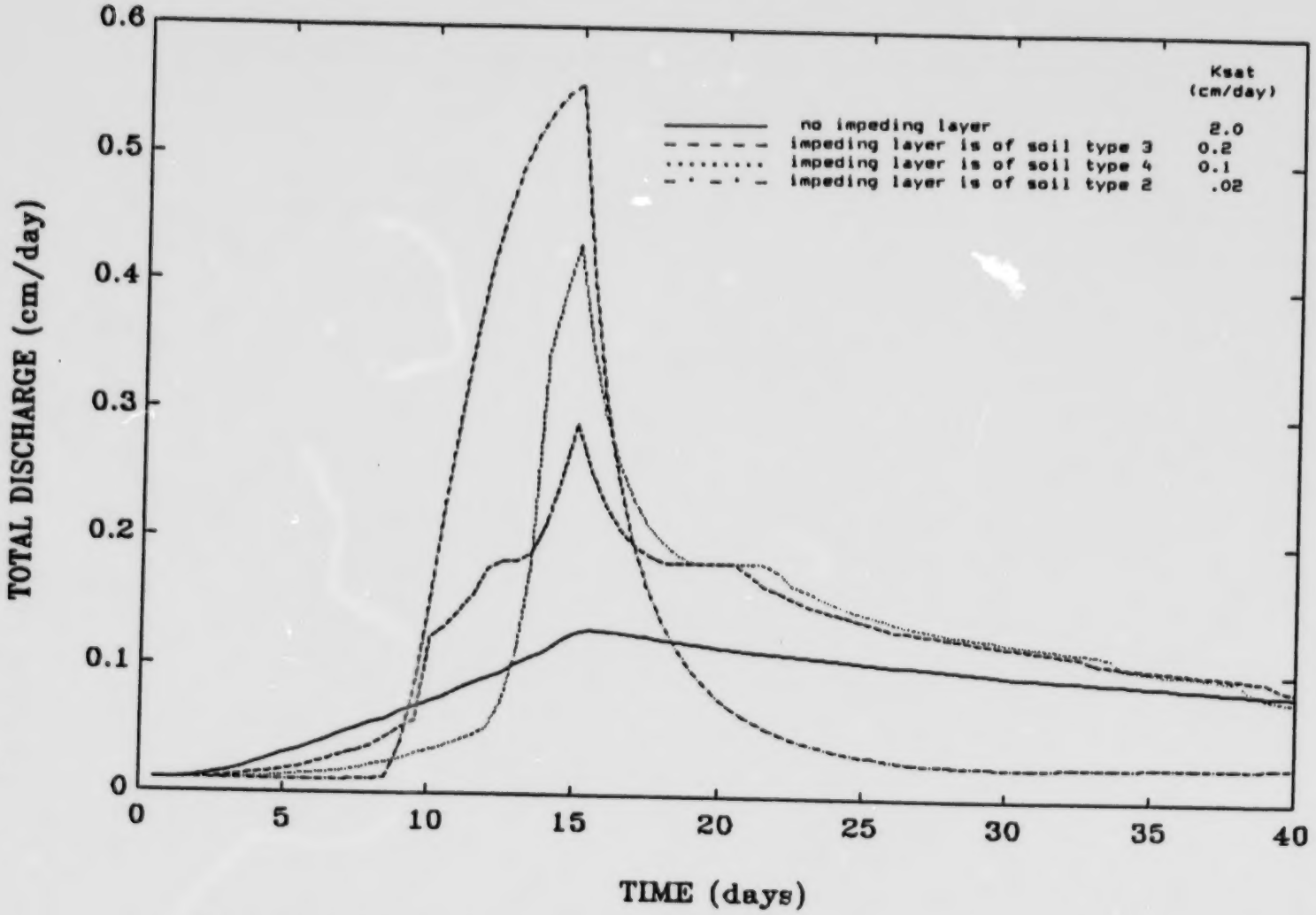

Figure 11. Simulations 21 - 24: Impeding layer from 35 - 65 cm above the drains: A - 0.002/day.

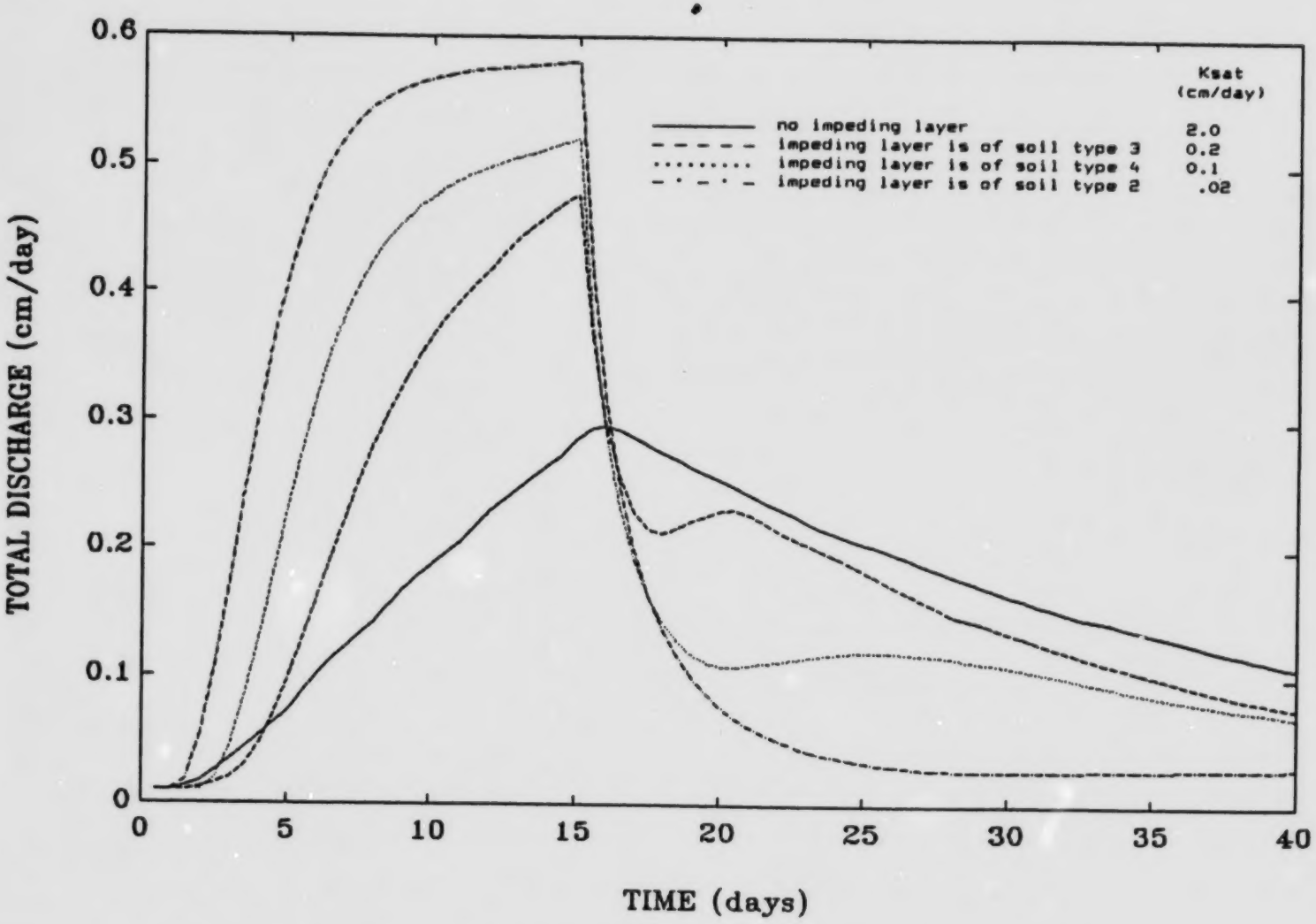

Figure 12. Simulations 25 - 28: Impeding layer from 65 - 100 cm above the drains: A = 0.008/day.

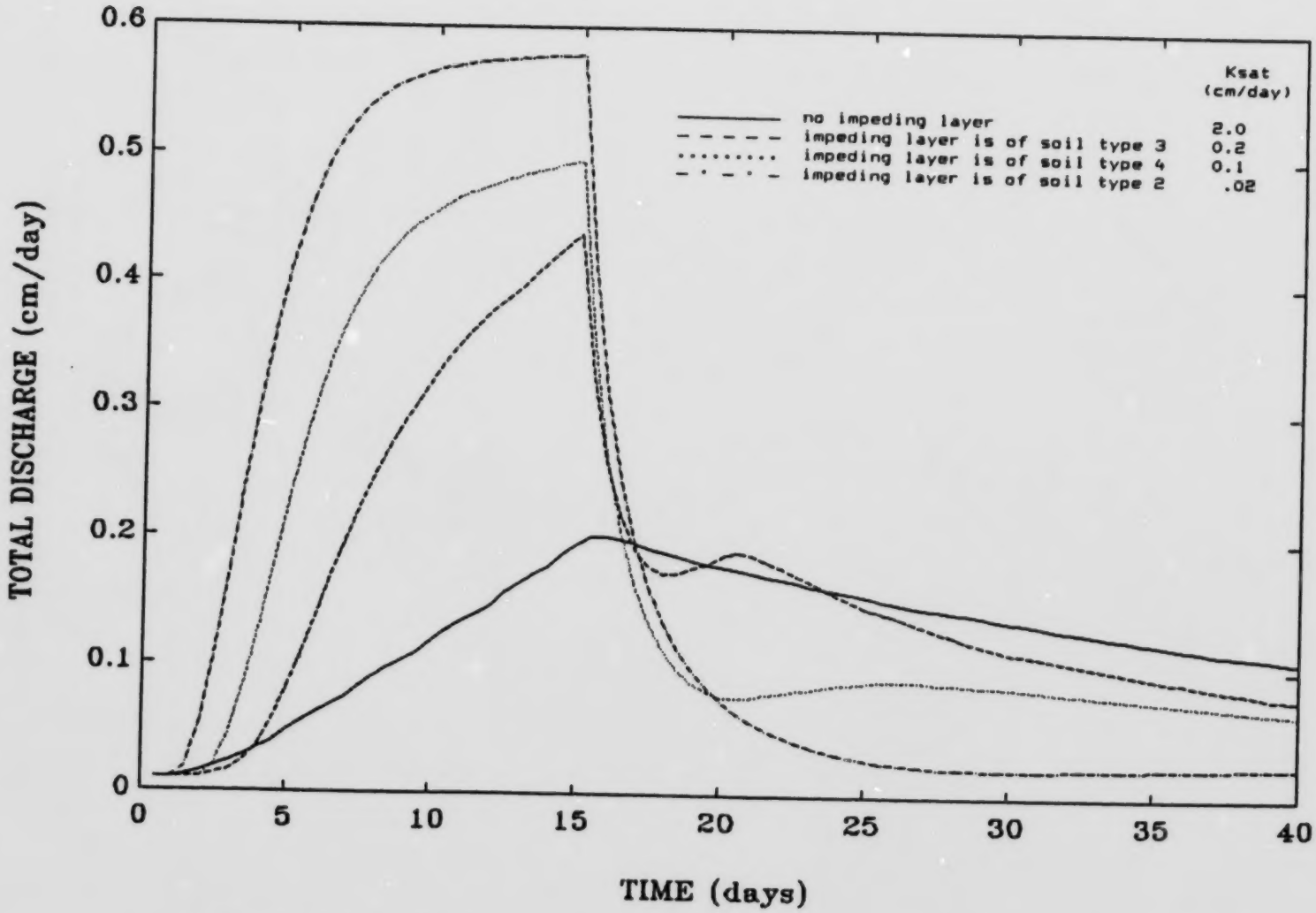

Figure 13. Simulations 29 - 32: Impeding layer from 65 - 100 cm above the drains: A = 0.004/day.

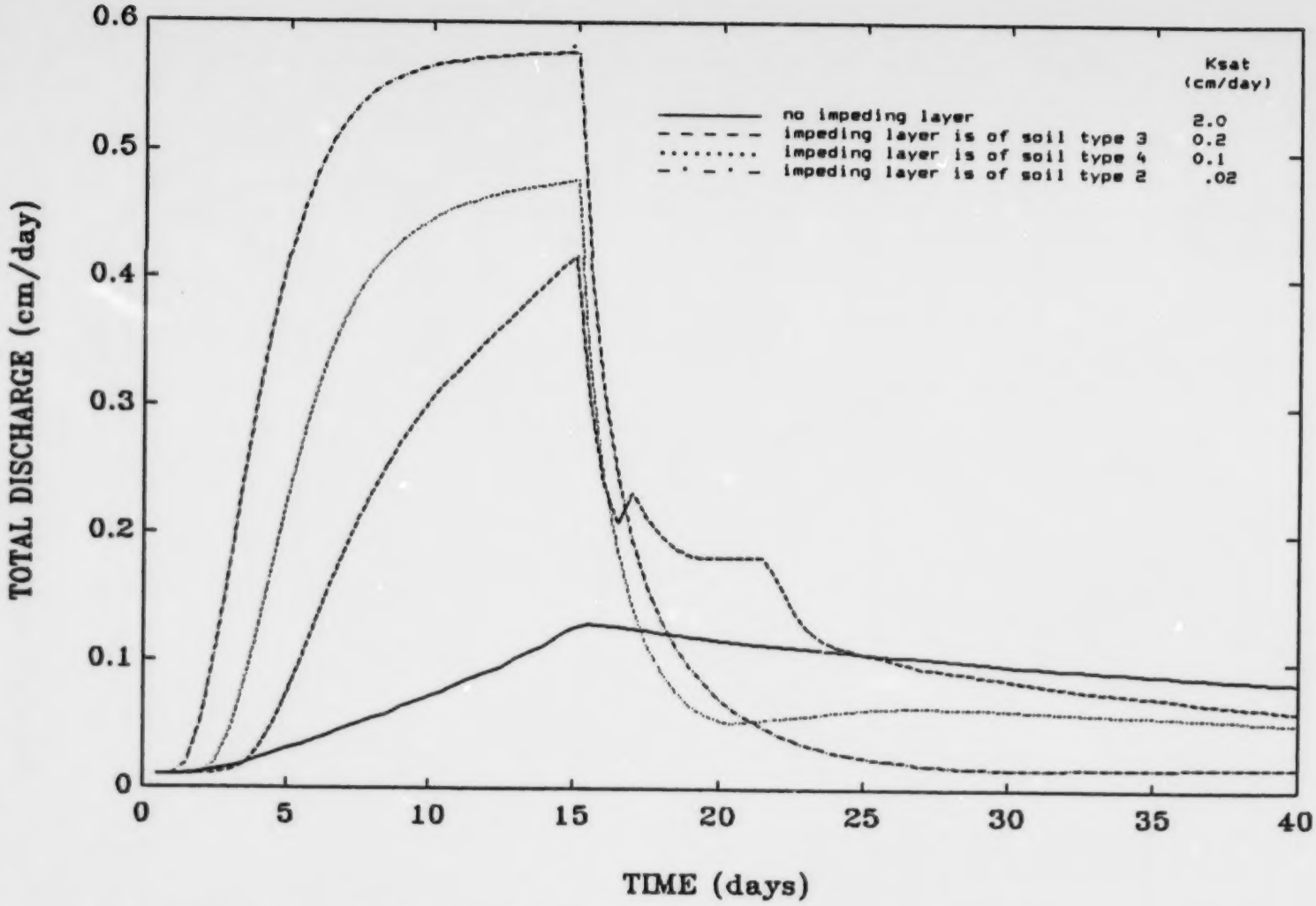

Figure 14. Simulations 33 - 36: Impeding layer from 65 - 100 cm above the drains: A = 0.002/day.

As can be expected, the influence of the impeding layer on the behaviour of the discharge is severest when the layer is situated near the surface (Figures 12, 13 and 14). No storage is available in the soil until the water has passed through the low permeability surface layer and, even thereafter, can only be accessed at the transmission rate imposed by the impeding layer. Thus most of the water will run off the surface before it has a chance to infiltrate. The delay in infiltration is here accompanied by a delay in the arrival of the peak of the drain discharge, which is indicated in Figures 12 to 14 by a secondary peak in the total discharge from 5 to 15 days after the end of the storm and after the peak in surface runoff.

CONCLUSIONS

The introduction of layered soil in the modelling of vertical unsaturated moisture movement has extended the scope of the model and the drainage situations to which it can be applied. At the same time, the amount of soil physical data that must be gathered before full use of the model can be made has increased drastically. The functions $\Psi(\theta)$ and $K(\theta)$ must be determined over the full range of moisture from extreme dryness to complete saturation for each soil type in the profile.

In the examples, it has been demonstrated how a layer of low permeability in the profile impedes the movement of moisture towards the lower unsaturated soil layers, thereby reducing the effective storage. Although this effect is only temporary, the effect on the instantaneous discharge is still large, since rapid access to the storage is required to prevent precipitation running off over the surface. The introduction of an impeding layer in the profile also has some unexpected results on the drain discharge, with respect to the perched watertable that may temporarily develop above the impeding zone. A rapid rise in the drain discharge, when the impeding layer finally becomes saturated and the perched water table suddenly becomes the true watertable, was observed in the model.

REFERENCES

Hillel, D. 1980a. Fundamentals of Soil Physics. Academic Press, New York.

Hillel, D. 1980b. Applications of Soil Physics. Academic Press, New York.

Hooghoudt, S.B. 1937. Bijdragen tot de Kennis van Enige Natuurkundige Grootheden van de Grond. Vol. 6. Verslag Landbouwkundig Onderzoek 43(13)B: 461-676.

Horton, R.E. 1938. The interpretation and application of runoff plot experiments with reference to soil erosion problems. Soil Sci. Soc. Amer. Proc. 3: 340-349.

Huggins, L.F. and J.R. Burney. 1982. In: Hydrologic modelling of small watersheds. C.T. Haan et al. (eds.) Amer. Soc. Agr. Eng. Monograph No. 5.

Vandenberg, A. 1985. A Physical Model of Vertical Infiltration, Drain Discharge and Surface Runoff. NHRI Paper No. 25, Inland Waters Directorate, Environment Canada, Ottawa.

Wijk, A.L.M. Van. 1980. A soil technological study on effectuating and maintaining adequate playing conditions of grass sports fields. Centre for Agr. Publ. and Doc., Wageningen

Wind, G.P. and A. Vandenberg. 1984. The Generation of River Alimentation in Response to Precipitation; a Soil Physical Approach. In: Real Time River Flow Forecasting. Report 6, January, 1984. PAO/LH, pp. 305-324.

Wind, G.P. and W. Van Doorne. 1975. A Numerical Model for the Simulation of Unsaturated Vertical Flow of Moisture in Soils. J. Hydrol. 24: 1-20.

Appendix A
Fortran Coding for Program DRAIN

APPENDIX A

FORTRAN CODING FOR PROGRAM DRAIN

This appendix is a copy of file DRAIN.FOR on diskette DRAIN-PLOT. DRAIN.FOR is the FORTRAN source code for program DRAIN. For the compilation, the IBM FORTRAN compiler, version 2.00 was used on an IBM PC XT equipped with an 8087 Math Coprocessor.

```
$nofloatcalls
c*******************************************************************************
                          PROGRAM DRAIN2
C SIMULATION OF INFILTR.,GROUNDW. DISCHARGE AND SURFACE RUNOFF
C               FROM DRAINED FIELDS:HETEROGENEOUS SOILS.
C
C                                BY
C
C                          A.VANDENBERG
C
C---------------------VERSION FEBRUARY 20/1987----------------------------
C
C
C THIS VERSION INCLUDES RECALCULATION OF THE TIMESTEP AND A FASTER
C ROUTINE FOR INTERPOLATION IN 'TABLE' TO FIND θ, Ψ AND K, STARTING
C FROM POSITION IN TABLE AT LAST USE, OR ESTIMATE THEREOF. AND IT
C USES A SIMPLIFIED STATEMENT FOR THE CALCULATION OF ZW, ON THE
C ASSUMPTION THAT THE COEFFICIENT OF THE SECOND ORDER TERM IS SMALL
C ENOUGH TO BE NEGLECTED.
C-------------------------------------------------------------------------
C  THIS SIMULATION IS A REVISION OF PROGRAM FLO, WHICH WAS PRODUCED
C FOR HOMOGENEOUS SOILS:  PROGRAM DRAIN USES UP TO 5 DIFFERENT SOIL
C TYPES,EACH WITH ITS OWN CHARACTERISTIC CURVE AND ITS OWN
C CONDUCTIVITY-MOISTURE RELATION, INPUT TO THE PROGRAM IN TABULAR
C FORM:IN OTHER RESPECTS INPUTS AND OUTPUTS OF PROGRAM FLO AND
C PROGRAM DRAIN2 ARE VERY SIMILAR.
```

```
C
                    DESCRIPTION OF INPUT VARIABLES
C
C============================LINES 1 AND 2=================================
C  THE FIRST 2 CARDS OR LINES ARE HEADER LINES TO BE PRINTED ON THE
C OUTPUT FILE AND ONTO TAPE6.
C
C==============================LINE 3=====================================
C  NUMSIM      =NUMBER OF SIMULATIONS.ALL OF THE FOLLOWING DATA MUST
C               BE SUPPLIED ONCE FOR EACH OF THE NUMSIM SIMULATIONS.
C==============================LINE 4=====================================
C  N           =NUMBER OF SOIL SEGMENTS.
C  DZ          =THICKNESS OF ALL SOIL LAYERS(CM)
C  A           =COEFFICIENT IN HOOGHOUDT)S EQUATION(/DAY)
C  AB          =COEFFICIENT IN SURFACE RUNOFF EQUATION:
C               QS=AB*(POOL-PMAX)**2 (/CM/DAY)
C  PMAX        =POOL DEPTH ABOVE WHICH SURFACE RUNOFF OCCURS(CM)
C  DPRINT      =TIME INTERVAL AT WHICH RESULTS ARE TO BE PRINTED AND
C               WRITTEN TO PLOT TAPE(DAYS).
C  DELT        =LENGTH OF TIME STEP(DAYS)
C  TIME        =TIME AT BEGINNING OF SIMULATION,USUALLY ZERO(DAYS).
C  MT          =NUMBER OF DIFFERENT SOIL TYPES
C  MTE         =NUMBER OF ENTRIES IN THE TABLES OF SOIL PROPERTIES
C  POOL        =INITIAL HEIGHT OF THE WATER POOLED ON THE SURFACE(CM)
C  DITCH       =INITIAL HEIGHT OF WATER IN DITCH(CM)
C  AKO         =CONDUCTIVITY OF THE SUBSOIL(CM/DAY)
```

```
C  DOWNRATE   =RATIO, PUTTING LOWER LIMIT ON INTERVAL IN WHICH DTA
C              IS NOT REPLACED; NORMAL VALUE FROM .5 TO .9
C              A NEGATIVE VALUE CAUSES THE DT-ADJUST ROUTINE TO BE
C              BYPASSED, TAKING THE SUPPLIED VALUE OF DT THROUGHOUT.
C  UPRATE     =RATIO, PUTTING UPPER LIMIT ON INTERVAL IN WHICH DTA
C              IS NOT REPLACED; NORMAL VALUE:> DOWNRATE, < 1.0
C              A VALUE > 1 WILL CAUSE BYPASSING OF THE DT-ROUTINE.
C=================================LINE 5=================================
C  IOPT(1)    =OPTION SELECTOR #1:
C                 =0,THEN N VALUES OF THE INITIAL MOISTURE ARE
C                    EXPECTED IN THE INPUT STREAM.
C                 =1,ONLY A VALUE FOR QS,THE INITIAL STEADY
C                    DISCHARGE IS EXPECTED
C                 =2,N VALUES OF PRESSURE ARE TO BE READ,AND
C                    INITIAL MOISTURE PROFILE IS CALCULATED
C  IOPT(2)      =OPTION SELECTOR #2:
C                 =0,EXTENDED OUTPUT, WITH θ,K,Ψ PROFILE.
C                 =1,NO MOISTURE PROFILE,BUT INTERNAL FLOWS LISTED
C                 =2,NO INTERNAL FLOW,ONE LINE OF OUTPUT
C  IOPT(3)      =OPTION SELECTOR #3:
C                 =0,NO TAPE6 IS PRODUCED.
C                 =1,TAPE6 IS PRODUCED
C=============================LINE 6=====================================
C  IND(I),I=1,N =N INTEGERS,RANGING FROM 1 TO MT,INDICATING SOIL
C                TYPE OF THE I-TH SEGMENT
```

```
C=======================LINE(=FORTRAN LOGICAL RECORD) 7==================
C  TABLE(I,J,K) =THE MATRIX HOLDING THE TABLE OF VALUES OF
C                 MOISTURE,CONDUCTIVITY AND PRESSURE,
C                 DESCRIBING THE MOISTURE-PRESSURE AND
C                 MOISTURE-CONDUCTIVITY RELATIONS FOR EACH
C                 SOIL-TYPE.THEY ARE READ IN THIS ORDER:
C                  1)MTE MOISTURE PERCENTAGES,STARTING WITH
C                    THE SMALLEST AND ENDING WITH THE SATU-
C                    RATION MOISTURE CONTENT,THE POROSITY,
C                    SOIL TYPE 1.
C                  2)MTE CONDUCTIVITY VALUES(CM/DAY),SOIL-TYPE 1
C                  3)MTE PRESSURES(CM),SOIL-TYPE 1.
C                 THESE ARE FOLLOWED BY THE SAME SEQUENCE FOR
C                 SOIL-TYPE 2,3,ETC.
C                 NOTE THAT PRESSURE MUST BE NEGATIVE,EXCEPT
C                 FOR THE LAST VALUE FOR EACH SOIL-TYPE,WHICH
C                 MUST BE THE SATURATION PRESSURE AND BE ZERO.
C=================================LINE 8===================================
C  QS             =ONLY IF IOPT(1)=1:INITIAL STEADY STATE DISCHARGE
C                  (CM/DAY)
C============================LINE 8, ALTERNATE=============================
C  WET(I),I=1,N =ONLY IF IOPT(1)=0:N VALUES OF INITIAL = MOISTURE
C============================LINE 8, ALTERNATE=============================
C  FI(I),I=1,N  =ONLY IF IOPT(1)=2:N VALUES OF INITIAL PRESSURE(CM)
C============================LINE 9, ETC.==================================
C  RAIN           =PRECIPITATION(+) OR EVAPORATION(-)(CM/DAY)
C  TMAX           =TIME(DAYS) UNTIL WHICH FOREGOING RAIN-RATE PREVAILS
```

```
C
C          THE LAST TWO DATA ITEMS MAY BE REPEATED AS MANY TIMES AS
C          NEEDED.AS SOON AS THE NEW VALUE OF TMAX IS LESS THAN THE
C          PREVIOUS ONE,THIS SIMULATION IS STOPPED AND DATA READ-IN
C          FOR THE NEXT SIMULATION STARTS.
C====================END OF DATA
DESCRIPTION=======================
      COMMON TABLE(50,3,5),TARG(3),ISTART(50)
      DIMENSION WET(50), PER(50), FI(50)
      DIMENSION IOPT(3), IND(50), Q(50)
      CHARACTER*79 TXT
C
C*****************************************************************************
C
C*****************READ-IN AND ECHO OF INPUT DATA**************************
      READ (1,46) TXT
      WRITE(6,47) TXT
      WRITE(*,47) TXT
      READ(1,46) TXT
      WRITE (6,47) TXT
      WRITE(*,47) TXT
      READ (1,*) NUMSIM
      DO 44 KK=1,NUMSIM
      READ (1,*) N,DZ,A,AB,PMAX,DPRINT,DELT,TIME,MT,MTE,POOL,DITCH,
     1AKO,DOWNRATE,UPRATE
      WRITE(*,48)N,DZ,A,AB,PMAX,DPRINT,DELT,TIME,MT,MTE,POOL,DITCH,
```

```
     1AKO,DOWNRATE,UPRATE
      READ (1,*) (IOPT(I),I=1,3)
      READ (1,*) (IND(I),I=1,N)
      READ (1,*) (((TABLE(I,J,K),I=1,MTE),J=1,3),K=1,MT)
      WRITE(*,49)(IOPT(I),I=1,3)
      WRITE(*,49)(IND(I),I=1,N)
      DO 1 K=1,MT
      WRITE(*,50) K
1     WRITE(*,51) ((TABLE(I,J,K),J=1,3),I=1,MTE)
C
C****
C
      DZS=DZ*DZ
      DO 238 I=1,N
238   ISTART(I)=MTE/2
      RNGE=TABLE(MTE,1,IND(N))-TABLE(1,1,IND(N))
      M1=N-1
      DPRINT=DPRINT*.9999
      DEPTH=(N-1.)*DZ
C******
C  SETTING UP OF INITIAL MOISTURE,PRESSURE AND CONDUCT. PROFILES
C******
      IF (IOPT(1).EQ.1) GO TO 5
      IF (IOPT(1).EQ.2) GO TO 3
      READ (1,*) (WET(I),I=1,N)
      DO 2 I=1,N
```

```
      TARG(1)=WET(I)
      CALL LOOKUP (1,IND(I),MTE,I)
      PER(I)=TARG(2)
2     FI(I)=TARG(3)
      GO TO 17
3     READ (1,*) (FI(I),I=1,N)
      DO 4 I=1,N
      TARG(3)=FI(I)
      CALL LOOKUP (3,IND(I),MTE,I)
      PER(I)=TARG(2)
4     WET(I)=TARG(1)
      GO TO 17
5     READ (1,*) QS
C******
C     CALCULATE MAXIMIUM DISCHARGE AND INITIAL WATERTABLE HEIGHT
C******
      QSMAX=A*DEPTH
      QSMAX=QSMAX*AKO/(QSMAX+AKO)
      IF (QS.LE.QSMAX) GO TO 6
      QS=QSMAX
      ZW=DEPTH
      NS=N
      WRITE(*,52) QS
      GO TO 15
6     ZW=QS*AKO/(A*(AKO-QS))
C******
```

```
C       CALCULATE INITIAL PRESSURE PROFILE FROM QS AS GIVEN
C******
        NS=ZW/DZ+1
        DIS=NS*DZ-ZW
        NT=NS+1
        IF (DIS.GT.DZ/2.) GO TO 9
        TARG(2)=TABLE(MTE,2,IND(NT))
        TARG(3)=0.
7       P=TARG(3)
        TARG(3)=DIS*(QS/TARG(2)-1.)
        CALL LOOKUP (3,IND(NT),MTE,NT )
        IF (ABS(P-TARG(3)).GT.0.001) GO TO 7
8       FI(NT)=TARG(3)
        PER(NT)=TARG(2)
        WET(NT)=TARG(1)
        GO TO 11
9       FB=(DIS-.5*DZ)*(QS/TABLE(MTE,2,IND(NS))-1.)
        TARG(3)=FB
        TARG(2)=TABLE(MTE,2,IND(NT))
10      P=TARG(3)
        TARG(3)=DZ/2.*(QS/TARG(2)-1.)+FB
        CALL LOOKUP (3,IND(NT),MTE,NT)
        IF (ABS(P-TARG(3)).GT.0.001) GO TO 10
        GO TO 8
11      N1=NS+2
        DO 14 I=N1,N
        TARG(2)=PER(I-1)
        TARG(3)=0.
```

```
12    P=TARG(3)
      TARG(3)=FI(I-1)+DZ*(QS/(PER(I-1)+TARG(2))-.5)
      CALL LOOKUP (3,IND(I-1),MTE,I-1)
      IF (ABS(P-TARG(3)).GT.0.001) GO TO 12
      FB=TARG(3)
      CALL LOOKUP (3,IND(I),MTE,I)
      AKB=TARG(2)
      TARG(3)=0.
13    P=TARG(3)
      TARG(3)=FB+DZ*(QS/(AKB+TARG(2))-.5)
      CALL LOOKUP (3,IND(I),MTE,I)
      IF (ABS(P-TARG(3)).GT.0.001) GO TO 13
      FI(I)=TARG(3)
      WET(I)=TARG(1)
      PER(I)=TARG(2)
      IF (WET(I).LT.TABLE(MTE,1,IND(I))) GO TO 14
      WRITE(*,53) I
14    CONTINUE
15    DO 16 I=1,NS
      PER(I)=TABLE(MTE,2,IND(I))
      FI(I)=0.
16    WET(I)=TABLE(MTE,1,IND(I))
      GO TO 20
17    NS=0
      DO 18 I=1,N
      IF (WET(I).LT.TABLE(MTE,1,IND(I))) GO TO 19
      NS=NS+1
```

```
18    CONTINUE
19    ZW=(NS-1)*DZ
      NT=NS+1
      N1=NS+2
      ZW=AKO*(DZ*NS+FI(NT))/(AKO-A*FI(NT))
      NS=ZW/DZ+1
      WET(NS)=TABLE(MTE,1,IND(NS))
      PER(NS)=TABLE(MTE,2,IND(NS))
      FI(NS)=0.
      QS=A*ZW*AKO/(AKO+A*ZW)
20    WRITE(*,54) (WET(N+1-I),PER(N+1-I),FI(N+1-I),I=1,N)
      WRITE(*,55) QS,ZW
      DT=DELT
      PRNT=0.
      PRECIP=0.
C******
C      END OF PRELIMINARY CALCULATIONS.
C      START STEPPING THROUGH TIME.
C******
21    READ (1,*) RAIN,TMAX
      TMAX=TMAX*1.0001
      IF (TMAX.LT.TIME) GO TO 44
      WRITE(*,56) TMAX,RAIN
      IPTEST=0
```

```
22    TIME=TIME+DT
      DTA=DT
      IF (TIME.LT.TMAX) GO TO 23
      DTA=TMAX+DTA-TIME
      TIME=TMAX
      IPTEST=1
23    PRNT=PRNT+DTA
      NT=NS+1
      N1=NS+2
C     CALCULATE MAXIMUM ALLOWABLE TIMESTEP
C
C=================
C
      IF(DOWNRATE.LT.0.0.OR. UPRATE.GT.1.0)GOTO 72
      IF(IPTEST.EQ.1)GOTO 72
      IF(NT.GT.N)GOTO 72
      DTM=1.E12
      DO 71 I=NT,N
      IF(FI(I).GE.0.)GOTO 71
      TARG(1)=WET(I)-.0001
      CALL LOOKUP(1,IND(I),MTE,I)
      HLO=TARG(3)
      TARG(1)=WET(I)+.0001
      CALL LOOKUP(1,IND(I),MTE,I)
      DENOM=HLO-TARG(3)
```

```
      IF(ABS(DENOM).LT.1.E-10)DENOM=1.E-10
      DTL=ABS(DZS*.0001/(PER(I)*DENOM))
      IF(DTL.LT.DTM)DTM=DTL
 71   CONTINUE
      UP=UPRATE*DTM
      DOWN=DOWNRATE*DTM
      IF(DTA.GT.UP.OR.DTA.LT.DOWN)DT=UP
      IF(DTA.LT.1.E-6)STOP 'DTA TOO SMALL'
C******
C       CALCULATE INTERNAL FLOWS
C******
 72   Q(NT)=-QS*DTA
      IF (NT.GE.N) GO TO 30
      DO 28 I=N1,N
      IF (IND(I-1).EQ.IND(I)) GO TO 27
      TARG(3)=PER(I)*(FI(I)+DZ/2.)+PER(I-1)*(FI(I-1)-DZ/2.)
      TARG(3)=TARG(3)/(PER(I)+PER(I-1))
      ITCNT=0
 24   CALL LOOKUP (3,IND(I),MTE,I)
      ITCNT=ITCNT+1
      AKUP=TARG(2)
      CALL LOOKUP (3,IND(I-1),MTE,I-1)
      AKD=TARG(2)
      FB=(AKUP+PER(I))*(FI(I)+DZ/2.)
      FB=FB+(AKD+PER(I-1))*(FI(I-1)-DZ/2.)
```

```
      FB=FB/(PER(I)+PER(I-1)+AKUP+AKD)
      IF (FB.GT.0.) FB=0.
      IF (ITCNT.LT.4) GO TO 25
      WRITE(*,*) ITCNT,I
      GO TO 26
25    IF (ABS(FB-TARG(3)).LE.1) GO TO 26
      TARG(3)=FB
      GO TO 24
26    FF=DTA
      Q(I)=-(PER(I)+AKUP)*((FI(I)-FB)/DZ+.5)
      GO TO 28
27    Q(I)=DTA*(PER(I)+PER(I-1))/2.
      FF=(FI(I-1)-FI(I))/DZ-1.
28    Q(I)=Q(I)*FF
C******
C       SOIL MOISTURE ACCOUNTING
C******
      DO 29 I=NT,M1
      ADD=(Q(I)-Q(I+1))/DZ
      FULL=TABLE(MTE,1,IND(I))
      IF (ADD+WET(I).LT.FULL-1.E-5) GO TO 29
      ADD=FULL-WET(I)
      Q(I+1)=Q(I)-ADD*DZ
29    WET(I)=WET(I)+ADD
30    WET(N)=WET(N)+Q(N)/DZ
```

```
C******
C       CALCULATE INFILTRATION AND SURFACE DISCHARGE AND THEN
C       CARRY OUT THE NECESSARY BOOKKEEPING TO UPDATE POOL,
C       PRECIP,DITCH AND THE MOISTURE OF THE UPPER SOIL
C       SEGMENT.
C******
      PREVAP=RAIN*DTA
      IF (PREVAP.GT.0.) GO TO 31
      IF (POOL+PREVAP.GE.0) GO TO 31
      PRECIP=PRECIP+POOL
      EVAP=PREVAP+POOL
      EVAP=EVAP*(WET(N)-TABLE(1,1,IND(N)))/RNGE
      POOL=0.
      EMAX=(TABLE(1,1,IND(N))-WET(N))*DZ
      IF (EVAP.LT.EMAX) EVAP=EMAX
      PRECIP=PRECIP-EVAP
      WET(N)=WET(N)+EVAP/DZ
      DISCHA=0.
      RINF=EVAP
      GO TO 34
31    POOL=POOL+PREVAP
      PRECIP=PRECIP-PREVAP
      AMAXI=(TABLE(MTE,1,IND(N))*.9994-WET(N))*DZ
      RINF=(DZ-2.*FI(N))*PER(N)/DZ
      DIF=POOL-PMAX
```

```
      DISCHA=0.
      IF (DIF.LE.0.) GO TO 32
      DISCHA=AB*DIF*DIF*DTA
      IF (DISCHA.GT.DIF) DISCHA=DIF
32    IF (RINF.GT.AMAXI) RINF=AMAXI
      TOT=RINF+DISCHA
      IF (TOT.LE.POOL) GO TO 33
      RINF=RINF*POOL/TOT
      DISCHA=DISCHA*POOL/TOT
33    WET(N)=WET(N)+RINF/DZ
      POOL=POOL-RINF-DISCHA
      DROS=0.
      IF (NT.LT.N) GO TO 34
      IF (WET(N).LT.TABLE(MTE,1,IND(N))) GO TO 34
      DROS=WET(N)-TABLE(MTE,1,IND(N))
34    DITCH=DITCH+DISCHA+QS*DTA+DROS*DZ
      NST=0
      DO 36 I=NT,N
      TARG(1)=WET(I)
      IF (NST.NE.0) GO TO 35
      IF (WET(I).GE.TABLE(MTE,1,IND(I))) GO TO 35
      NST=I
35    CALL LOOKUP (1,IND(I),MTE,I)
      PER(I)=TARG(2)
      WET(I)=TARG(1)
```

```
36    FI(I)=TARG(3)
      NS=NST-1
      NT=NST
      N1=NT+1
      P=PER(NT)
C******
C       CALCULATE WATERTABLE ELEVATION
C******
      ZW=AKO*(FI(NT)+DZ*NS)/(AKO-A*FI(NT))
      NS=ZW/DZ+1
      QS=A*ZW*AKO/(AKO+ZW*A)
      SUM=0.
      DO 37 I=1,N
37    SUM=SUM+WET(I)*DZ
      IF (PRNT.LT.DPRINT) GO TO 42
C******
C       READY DATA FOR OUTPUT
C******
      PRNT=0.
      TOT=QS+DISCHA/DTA
      DO 38 I=NT,M1
38    Q(I)=Q(I)/DTA
      NTT=NT-1
      DO 39 I=1,NTT
```

```
39    Q(I)=-QS
      RINF=RINF/DTA
      DISCHA=DISCHA/DTA
C******
C       PRINT RESULTS
C******
      IF (IOPT(2).LT.2) GO TO 40
      WRITE(*,59) TIME,PRECIP,POOL,DITCH,SUM,RINF,DISCHA,QS,TOT,Q(M1),ZW
      GO TO 41
40    WRITE(*,58) TIME,DTA,QS,ZW,TOT
      WRITE(*,57) PRECIP,POOL,DITCH,SUM,RINF,DISCHA,(Q(I),I=1,M1)
      IF (IOPT(2).EQ.1) GO TO 41
      WRITE(*,54) (WET(N+1-I),PER(N+1-I),FI(N+1-I),I=1,N)
41    IF (IOPT(3).EQ.0) GO TO 42
      WRITE (6,45) TIME,DITCH,POOL,RINF,ZW,QS,DISCHA,TOT
42    IF (IPTEST.EQ.1) GO TO 43
      GO TO 22
43    GO TO 21
44    CONTINUE
      STOP
C
45    FORMAT (F6.1,7E10.3)
46    FORMAT (A79)
47    FORMAT (1H ,A79)
48    FORMAT (1X,I3,7E10.3/2I3,5F10.3)
49    FORMAT (50I2)
```

```
50    FORMAT (1H0,10X,'SOILTYPE ',I1//
     1 5X,'= MOISTURE  CONDUCTIVITY',8X,'PRESSURE'//)
51    FORMAT (1X,F14.4,F14.5,F14.2)
52    FORMAT (1X,' CS TOO LARGE,REPLACED BY MAXIMUM',E12.4)
53    FORMAT (I3,')TH NODE SATURATED: NO EQUILIBRIUM FLOW AT THIS RATE!!
     1')
54    FORMAT (/'     MOISTURE AND CONDUCTIVITY PROFILE'/
     1 13X,'THETA(CM/CM)',8X,'K(CM/DAY)'/(5X,E20.6,5X,F12.6,F15.2))
55    FORMAT ('0  QS=',F12.3,5X,'ZG=',F12.3/)
56    FORMAT ('0FOR THE PERIOD ENDING AT T=',F10.1,
     1 ' DAYS,PRECIP IS',F10.2,' CM/DAY'//)
57    FORMAT (' STORAGES',4F10.5/' INFILT AND RUNOFF',2F10.5/
     1 ' INTERNAL FLOWS'/(9F8.4)/)
58    FORMAT ('0TIME,STEP,GW DISCH.,WATER TABLE,TOT DISCH '/5E15.6/)
59    FORMAT (1X,6F6.1,E10.3,4F8.3)
      END
```

```
                SUBROUTINE LOOKUP (II,JJ,MTE,JS)
C*************************************************************************
C
C  LOOKUP INTERPOLATES BETWEEN ENTRIES OF TABLE TO FIND
C  CORRESPONDING VALUES OF TWO OF THE TABLE ARGUMENTS,
C  TARG,GIVEN THE THIRD ONE;THESE ARGUMENTS,AS WELL AS
C  THE TABULATED VALUES,ARE PASSED THROUGH COMMON.THE
C  SUBROUTINE ARGUMENTS ARE:
C     II=1,2,OR 3:THE INDEX OF TARG(II)!TARG(II) IS THE
C        TABLE ARGUMENT WITH THE GIVEN VALUE.
C     JJ=THE INDEX IND(SEE MAIN PROGRAM) INDICATING THE
C        SOIL TYPE FOR THE INTERPOLATION.
C     MTE=THE NUMBER OF TABLE ENTRIES.
C     JS=THE NODE-INDEX OF THE SOIL ELEMENT FOR WHICH THE INTERPO-
C     LATION IS DONE.NEEDED TO GET THE CORRECT VALUE OF LOCATION
C     IN TABLE.
C*************************************************************************
      COMMON TABLE(50,3,5),TARG(3),ISTART(50)
      P=TARG(II)
      TEST=P-TABLE(ISTART(JS),II,JJ)
      IF(TEST)1,2,3
2     IK=ISTART(JS)
7     DO 4 I=1,3
4     TARG(I)=TABLE(IK,I,JJ)
      RETURN
```

```
1     DO 5 I=2,ISTART(JS)
      JQ=ISTART(JS)+1-I
      IF(P.GT.TABLE(JQ,II,JJ))GOTO 6
5     CONTINUE
      IK=1
      ISTART(JS)=JQ
      GOTO 7
6     FAC=(P-TABLE(JQ,II,JJ))/(TABLE(JQ+1,II,JJ)-TABLE(JQ,II,JJ))
      DO 8 J=1,3
8     TARG(J)=TABLE(JQ,J,JJ)+FAC*(TABLE(JQ+1,J,JJ)-TABLE(JQ,J,JJ))
      ISTART(JS)=JQ
      RETURN
3     DO 9 I=ISTART(JS)+1,MTE
      IF(P.LT.TABLE(I,II,JJ))GOTO 10
9     CONTINUE
      IK=MTE
      ISTART(JS)=MTE
      GOTO 7
10    FAC=(P-TABLE(I-1,II,JJ))/(TABLE(I,II,JJ)-TABLE(I-1,II,JJ))
      DO 11 J=1,3
11    TARG(J)=TABLE(I-1,J,JJ)+FAC*(TABLE(I,J,JJ)-TABLE(I-1,J,JJ))
      ISTART(JS)=I
      RETURN
      END
```

Appendix B
Notes for the User of Program DRAIN2

APPENDIX B

DRAINOTES, NOTES FOR THE USER OF PROGRAM DRAIN2

This appendix is a copy of the file DRAINOTES on diskette DRAIN-PLOT. In the text it is assumed that program DRAIN will be run on an IBM-XT or compatible running under DOS.

NOTES ON PROGRAM DRAIN2

DRAIN.EXE is the name of the file which must be loaded into memory for the execution of program DRAIN2. All the data for the run are read from logical unit # 1. Output is on the default output device, normally the screen, but may be rerouted to the printer or any file with the reroute facility of DOS. Also, if IOPT(3) is not zero, output of data suitable for plotting is sent to logical unit #6. Thus, with DRAIN.EXE on the default drive, the input data in a file DRAIN.DAT on a diskette in drive A, output to be routed to the printer, and plot data to be written on a file PLOTDAT.xxx, this would be the command:

```
drain a:drain.dat plotdat.xxx > prn
```

The data set is described on pages 1 and 2 of the FORTRAN source listing, which is in the file DRAIN.FOR. For plotting of data sent to logical device #6, please note the following:

Data are written under format control; the first two records of the file are the two title lines (see page 1 of the source listing), and are expected on the input data for program PLOTGRAF; the next records contain the items: TIME, DITCH, POOL, RINF, ZW, QS, DISCHA, TOT, in that order, where

TIME = time for which data in this record are given (time)
DITCH = accumulated water in the ditch(length)
POOL = water pooled on the surface(length)
RINF = infiltration rate(length/time)
ZW = height of watertable above drain(length)
QS = ground-water discharge(length/time)
DISCHA= rate of surface runoff(length/time)
TOT = sum of QS and DISCHA(length/time)

There is one such record for each time for which output was requested, the same as data output to the default device. The format of the records is (see source listing, page 8, lines, 424 and 431):

(F6.1,7E10.3)

In PLOTGRAF, TIME, which would be the x-coordinate of the plot, is ignored, and data are plotted as if they were equidistant on the time-axis(x-axis); which is true as long as the value of the print-interval(DPRINT) is an integer multiple of the timestep, and is always approximately true.

Thus,to plot, for example, the total discharge, the format given to PLOTGRAF would be:

(66X,E10.3)

skipping the TIME and the first 6 data items, reading only the last item, which is TOT, the total discharge.

When the timestep is recalculated, the number of records is not always entirely predictable. If plotting is considered, the recalculation of the timestep should be omitted, or the records should be counted manually (i.e. without the help of a machine), making sure that, if more than one trace is to be plotted, the number of records is the same for each trace.

Appendix C
Notes for the User of Program PLOTGRAF

APPENDIX C

PLOTNOTES, NOTES FOR THE USER OF PROGRAM PLOTGRAF

This appendix is a copy of the file PLOTNOTES on the diskette DRAIN-PLOT. In the text it is assumed that the software described is run on an IBM-XT or compatible, with an IBM Proprinter or similar dot-matrix printer to generate the plot.

PLOTNOTES

PLOT is the name of the file(s) containing program PLOTGRAF for plotting on a dot-matrix printer a string of y- values, function y(x), at equidistant points on the x-axis. The program reads two records with control data from the default device, and y-values are read from unit # 1. Up to five graphs can be shown on the same plot. Scaling is automatic, but the user may specify a minimum value and a maximum value. If all y's are within these limits, scaling will be done using the supplied limits. If any of the y's is outside the limits, the lowest or the highest y-value will replace the limit in question.

==========

INPUT FROM THE CONSOLE

RECORD # 1 : List directed.

fmt = format specs for reading of the y-values from unit #1; must be in single quotes !!!! Maximum of 30 characters, not counting the quotes.

RECORD # 2 : List directed.

m = number of points to be plotted on each graph; maximum is 200.

n = number of graphs on the plot, maximum = 5.

isize= the number of vertical increments on the plot. Plotting on the printer allows for 130 increments, but 100 is a more suitable number, leaving a sizeable margin. Note that the x-axis is plotted down the page, the y-axis across the page.

sml = forces a lower limit(see above) to be used for scaling.

big = forces an upper limit to be used for scaling.

==========

INPUT FROM UNIT # 1

RECORD # 1: FORMAT(80A1)

79 characters for comments or a title

RECORD # 2: FORMAT(80A1)

79 characters for comments or title

ALL FOLLOWING RECORDS: FORMAT fmt

n x m values of y, m values for one plot followed by m values for the next plot,etc. Read under format control with format fmt, as given in the first record input on the default device.

==========

To run the program using the supplied EXE file and the supplied data file PLOT.DAT, first set the printer for condensed print, and if so wanted, change the LINE SPACING to 1/8 inch spacing (Esc 0) or to 7/72 inch spacing (Esc 1); then enter:

PLOT PLOT.DAT >PRN followed by the input data,for example:

'(66x,E10.3)' 80 5 100 0 .5

File PLOT.DAT contains formatted records containing information prepared by program DRAIN; a record contains several data items recorded at half day intervals;in columns 67-77 the total discharge (in cm) is recorded; there are 400 = 5(n) x 80(m) such records, preceded by the two records containing comments. Thus the program will plot 5 graphs,a symbol for each half day, the size of the y-axis is 100 columns, and since the maximum value of y does not exceed .5, and the minimum is not less than 0., the x-axis will indicate y=0, and the horizontal dashed line at the top of the plot indicates a y-value of 0.5.

Environnement Canada Environment Canada

Institut national de recherche en hydrologie

RAPPORT Nº 42 DE L'INRH

ÉTUDE Nº 161, COLLECTION DES RAPPORTS TECHNIQUES DE LA DGEI

Modèle physique de l'infiltration, du drainage et du ruissellement dans des sols à couches multiples

A. Vandenberg

INRH

INSTITUT NATIONAL DE RECHERCHE EN HYDROLOGIE
SASKATOON (SASKATCHEWAN) 1989

(Available in English on request)

Publié avec l'autorisation
du ministre de l'Environnement

©Ministre des Approvisionnements et
Services Canada 1989

N° de cat. En 36-503/161F

ISBN 0-662-95553-6

Table des matières

Page

PERSPECTIVE DE GESTION v

RÉSUMÉ vi

ABSTRACT vii

LISTE DES SYMBOLES viii

INTRODUCTION 1

ÉLÉMENTS DU CYCLE HYDROLOGIQUE MODIFIÉS PAR LE DRAINAGE 2

MIGRATION INTERNE DE L'HUMIDITÉ DU SOL, INFILTRATION ET ÉCOULEMENT SOUTERRAIN 4

Fonctions de transfert interne, Q_i 7
Infiltration, I 10
Écoulement souterrain, G 11

AUTRES FONCTIONS DE TRANSFERT 13

Précipitation ou évaporation, P 13
Débit de drainage, D 14
Ruissellement, R 14

CALCUL DE LA TENEUR EN HUMIDITÉ 15

SIMULATION D'UN SOL À TROIS COUCHES 16

CONCLUSIONS 28

RÉFÉRENCES 29

ANNEXE A. Programmation Fortran pour le programme DRAIN 31

ANNEXE B. Drainotes, notes à l'intention de l'utilisateur du programme DRAIN2 55

ANNEXE C. Plotnotes, notes à l'intention de l'utilisateur du programme PLOTGRAF 61

Tableau

1. Conductivité et pression en fonction de la teneur en humidité 17

Illustrations

		Page
Figure 1.	Partie du cycle hydrologique influant sur le débit	3
Figure 2.	Section du cycle hydrologique modifiée par le drainage artificiel	5
Figure 3.	Modèle de drainage et répartition de l'emmagasinage de l'humidité du sol	6
Figure 4.	Migration interne de l'humidité et définitions des symboles	9
Figure 5.	Migration de l'humidité au niveau de la nappe phréatique...	12
Figure 6.	Simulations 1 à 4: couche peu perméable de 0 à 35 cm au-dessus des drains: A = 0.008/jour	19
Figure 7.	Simulations 5 à 8: couche peu perméable de 0 à 35 cm au-dessus des drains: A = 0.004/jour	20
Figure 8.	Simulations 9 à 12: couche peu perméable de 0 à 35 cm au-dessus des drains: A = 0.002/jour	21
Figure 9.	Simulations 13 à 16: couche peu perméable de 35 à 65 cm au-dessus des drains: A = 0.008/jour	22
Figure 10.	Simulations 17 à 20: couche peu perméable de 35 à 65 cm au-dessus des drains: A = 0.004/jour	23
Figure 11.	Simulations 21 à 24: couche peu perméable de 35 à 65 cm au-dessus des drains: A = 0.002/jour	24
Figure 12.	Simulations 25 à 28: couche peu perméable de 65 à 100 cm au-dessus des drains: A = 0.008/jour	25
Figure 13.	Simulations 29 à 32: couche peu perméable de 65 à 100 cm au-dessus des drains: A = 0.004/jour	26
Figure 14.	Simulations 33 à 36: couche peu perméable de 65 à 100 cm au-dessus des drains: A = 0.002/jour	27

Perspective de gestion

Le modèle informatique étudié dans le présent rapport a été mis au point dans le cadre du programme de recherche sur les effets du drainage des terres agricoles sur l'hydrogramme d'un bassin versant. Le modèle simule l'écoulement par la zone non saturée jusqu'à la nappe phréatique. Les débits de drainage souterrain peuvent être calculés d'après les variations du niveau de la nappe phréatique qui résultent de cet écoulement. L'infiltration des précipitations constitue l'apport dans le système et le modèle tient compte de l'évapotranspiration, de l'humidité du sol et d'autres paramètres. Le présent modèle, qui comporte un sol à plusieurs couches, constitue le prolongement d'un modèle précédent, mis au point pour le cas particulier que représente un sol homogène seulement.

Résumé

On veut identifier les éléments du cycle hydrologique et leurs interrelations qui sont directement influencés par des améliorations du drainage en surface et dans le sol. Un modèle de ce cycle partiel est élaboré et il permet d'évaluer l'effet de l'amélioration du drainage sur le débit total provenant d'une parcelle drainée pour un apport donné en précipitations. Le débit total est composé du ruissellement et du drainage.

Une attention particulière est accordée à la composante d'humidité du sol, à l'infiltration et à la percolation jusqu'à la nappe phréatique. Toutes les composantes à l'exception de la zone non saturée sont traitées comme des systèmes globaux, mais la zone non saturée est représentée dans ce modèle par un ensemble superposé de couches dont le nombre peut atteindre 50. Le transfert d'humidité d'une couche à l'autre est calculé par une méthode de différences finies vers l'avant basée sur les caractéristiques physiques des couches du sol.

L'effet d'inhomogénéités dans le profil du sol sur la forme et la chronologie du débit est illustré au moyen de quelques exemples.

Le programme ainsi que les données et les fichiers de documentation connexes sont disponibles sur disquette pour ordinateurs IBM-XT et compatibles.

Abstract

The elements of the hydrological cycle and their interrelationships, which are directly influenced by soil and surface drainage improvements, are identified. A model of this partial cycle is constructed, permitting the assessment of the effect of drainage improvement on the total discharge from a drained plot for a given precipitation input. Total discharge is composed of surface runoff and drain discharge.

Particular emphasis is placed on the soil moisture component, infiltration and percolation to the ground-water table. All components except the unsaturated zone are treated as lumped systems, but the unsaturated zone is represented in the model by a stack of up to 50 layers. The moisture transfer between layers is calculated by a forward finite difference type of calculation based on the physical characteristics of the soil layers.

The effect of inhomogeneities in the soil profile on the shape and timing of the discharge is illustrated with a few examples.

The program and related data and documentation files are available on diskette for an IBM-XT and compatible computers.

Liste des symboles

A	Intensité du drainage = $8K_o d/L^2$	($jour^{-1}$)	Eq. 13
A_b	Coefficient de l'équation de ruissellement	(cm^{-1} $jour^{-1}$)	Eq. 18
D	Débit de drainage vers le fossé	(cm/jour)	Fig. 2
d	Profondeur équivalente de l'aquifère	(cm)	Eq. 13
E_{max}	Taux d'évaporation maximal	(cm/jour)	Précip., P
E_{sol}	Évaporation réelle dans la couche supérieure de sol	(cm/jour)	Précip., P
G	Écoulement souterrain ou débit de drainage	(cm/jour)	Fig. 2
I	Taux d'infiltration	(cm/jour)	Fig. 2
K,K(ψ),K(θ)	Conductivité du sol, fonction de ψ et θ	(cm/jour)	Eq. 1
K_{b1}	Conductivité à une frontière, dans l'élément inférieur	(cm/jour)	Eq. 4
K_{b2}	Conductivité à une frontière, dans l'élément supérieur	(cm/jour)	Eq. 4
K_i	Conductivité du i^e élément	(cm/jour)	Eq. 3
K_o	Conductivité du sol à saturation au-dessous du drain	(cm/jour)	Eq. 13
K_s	Conductivité d'un sol à saturation au-dessus du drain	(cm/jour)	Eq. 2
K_{sat}	Conductivité à saturation de l'élément de sol supérieur	(cm/jour)	Eq. 12
L	Distance entre les drains	(cm)	Eq. 13
m	Nombre d'éléments de sol		
n_s (ou ns en indice)	Nombre d'éléments saturés		Eq. 16
P	Taux de précipitation	(cm/jour)	Fig. 2

P_{max}	Hauteur d'eau en surface au-dessous de laquelle il n'y a pas ruissellement	(cm)	Ruisselle-ment,R
Q_i	Débit d'écoulement de l'élément (i-1) à l'élément i	(cm/jour)	Eq. 3
Q_b	Écoulement entre un noeud d'un élément et une frontière adjacente	(cm/jour)	Eq. 4
q	Vecteur ascendant de migration interne de l'humidité	(cm/jour)	Eq. 1
R	Taux de ruisellement	(cm/jour)	Fig. 2
S_1 S1	Élément d'emmagasinement n° 1, l'atmosphère	(cm)	Fig. 2
S_2	Élément d'emmagasinement n° 2, la retenue en surface	(cm)	Fig. 2
S_3	Élément d'emmagasinement n° 3, le sol	(cm)	Fig. 2
$S_{3,i}$	Élément d'emmagasinement n° 3_i, le i° élément de sol	(cm)	
S_4	Élément d'emmagasinement n° 4, le drain	(cm)	Fig. 2
S_5	Élément d'emmagasinement n° 5, le fossé	(cm)	Fig. 2
t	Temps	(jours)	
Z	Hauteur au-dessus du drain	(cm)	Eq. 1
Z_i	Hauteur du centre du i° élément de sol au-dessus du drain	(cm)	Fig. 4
Z_w	Hauteur de la nappe phréatique au-dessus du drain	(cm)	Eq. 14
α	Constante de l'expression exponentielle donnant $K(\psi)$	(cm^{-1})	Eq. 2
Δt	Petit intervalle de temps entre deux inventaires successifs	(jours)	Eq. 8

ΔZ	Épaisseur d'un élément de sol	(cm)	Eq. 3
θ	Teneur en eau volumétrique	(cm/cm)	
θ_{sat}	Teneur en humidité de l'élément de sol supérieur à saturation	(cm/cm)	Eq. 10
θ_m	Teneur en humidité de l'élément de sol supérieur	(cm/cm)	Eq. 11
θ_m'	Teneur en humidité de l'élément de sol supérieur à la fin du pas de temps	(cm/cm)	Eq. 11
θ_o	Teneur en humidité du sol minimale sur la courbe ψ-θ pour l'élément de sol supérieur	(cm/cm)	Précip.,P
ψ	Charge représentative de la pression	(cm)	Eq. 1
ψ_b	Charge représentative de la pression à une frontière d'élément	(cm)	Eq. 4
ψ_D	Charge représentative de la pression à la profondeur du drain	(cm)	Eq. 13

Modèle physique de l'infiltration, du drainage et du ruissellement dans des sols à couches multiples

A. Vandenberg

INTRODUCTION

Un rapport antérieur (Vandenberg, 1985) décrivant un modèle d'infiltration, d'écoulement souterrain et de ruissellement dans des champs drainés, s'appliquait au cas particulier où le sol entre la surface et le drain pouvait raisonnablement être considéré homogène. Toutefois, l'expérience pratique sur le terrain montre que l'hypothèse de l'homogénéité est rarement vérifiée, en particulier lorsque les couches supérieures du sol sont cultivées intensivement. Le modèle existant a donc été modifié de façon à permettre la simulation de l'écoulement dans la zone non saturée dans le cas de couches horizontales, chaque couche ayant des propriétés physiques différentes.

Dans le cas des sols homogènes, les expressions des différences finies utilisées pour la comptabilisation de l'humidité étaient fondées sur l'hypothèse que, avec une précision raisonnable, la conductivité peut être exprimée sous la forme d'une fonction exponentielle de la pression. Cette hypothèse conduit à une forme simplifiée de l'équation différentielle décrivant l'écoulement de liquide dans la zone non saturée (Wind et Van Doorne, 1975). Dans le cas de sols non homogènes, cette méthode semblait problématique et les équations nécessaires ont donc été établies directement à partir de la loi de Darcy, avec la seule hypothèse que la conductivité et la charge représentative de la pression sont décrites complètement par des fonctions univoques de l'humidité du sol, pour chaque couche. Le présent programme est donc plus souple puisqu'il ne contient aucune hypothèse au sujet de la relation fonctionnelle entre la pression ou la teneur en humidité et la conductivité. Toutefois, cette souplesse est obtenue aux dépens de la simplicité des données à introduire dans le programme. Au lieu d'introduire un seul coefficient (α) dans l'expression exponentielle de la conductivité d'un sol non saturé, il faut maintenant donner la fonction de conductivité sous forme d'une table de la conductivité en fonction de la pression dans chaque couche de sol.

Ainsi, il existe maintenant deux possibilités où le profil du sol peut raisonnablement être considéré homogène. Lorsque la conductivité mesurée dans un sol non saturé peut être représentée par une expression exponentielle, il est préférable d'utiliser l'ancien programme FLO. Par contre, lorsque les conductivités du sol non saturé ne permettent pas de tracer une courbe exponentielle satisfaisante, il convient d'utiliser le programme DRAIN décrit dans ce rapport.

Le principal objectif de ce rapport est de décrire le modèle. L'occasion de le vérifier par comparaison à des données obtenues sur le terrain ne s'est pas encore présentée. Bien que la modélisation de la migration de l'humidité du sol soit basée sur des lois physiques bien établies, il a fallu recourir à certaines idéalisations et simplifications pour maintenir la taille du programme et le nombre de données nécessaires dans des limites acceptables. Seule l'utilisation répétée du programme dans des situations réelles permettra d'établir la validité de ces hypothèses.

Par ailleurs, le programme a été mis au point pour un seul champ uniformément drainé et il ne tient pas compte du cheminement de l'écoulement. Étant donné que le débit qui importe est généralement une combinaison de débits provenant de plusieurs champs, le problème de l'acheminement des débits individuels vers le déversoir où le débit sera mesuré se pose toujours. Puisque le temps est un facteur intégral du processus d'acheminement, il ne faut pas supposer que le débit total d'un groupe de champs, même petit, est égal à la somme des débits fournis par le modèle pour les champs individuels; ainsi différents champs auront en général différents temps de réponse.

Ce programme a été écrit avant tout pour l'IBM XT. Le programme FORTRAN et le fichier exécutable sont disponibles sur disquette. Cette même disquette contient aussi des fichiers qui fournissent des instructions complètes sur l'exécution du programme. Le contenu de ces fichiers est donné dans les annexes du rapport.

ÉLÉMENTS DU CYCLE HYDROLOGIQUE MODIFIÉS PAR LE DRAINAGE

Tout élément du cycle hydrologique peut être défini comme un ensemble de réservoirs entre lesquels les transferts d'eau se font à des vitesses obéissant aux lois de la physique. En général, ces lois lient les vitesses de transfert entre deux réservoirs adjacents à l'état physique des deux réservoirs. Une fois toutes les fonctions de transfert établies, on peut suivre les variations de l'état du système entier au cours du temps grâce à un système de double comptabilisation, dans la mesure où les entrées dans le grand livre se font à intervalles suffisamment courts pour que l'état du système, juste après que les transferts ont été entrés, constitue une base exacte pour le calcul des vitesses de transfert pendant le petit intervalle de temps précédant la prochaine entrée.

La partie du cycle hydrologique qui importe avant tout lorsqu'il faut déterminer comment une précipitation au-dessus d'un bassin se transforme en un débit est illustrée à la figure 1. Les réservoirs d'emmagasinement sont représentés par des rectangles et les fonctions de transfert par des triangles indiquant la principale direction de transfert.

Les drains installés dans certaines parties du bassin modifieront avant tout les fonctions de transfert, telles que le taux de ruissellement et le taux d'écoulement des eaux souterraines, mais ils modifieront aussi l'emmagasinement, comme la retenue en surface et l'humidité du sol. En particulier, pour étudier l'effet de l'amélioration du drainage sur la forme de l'hydrogramme du bassin, il est possible de se limiter à une

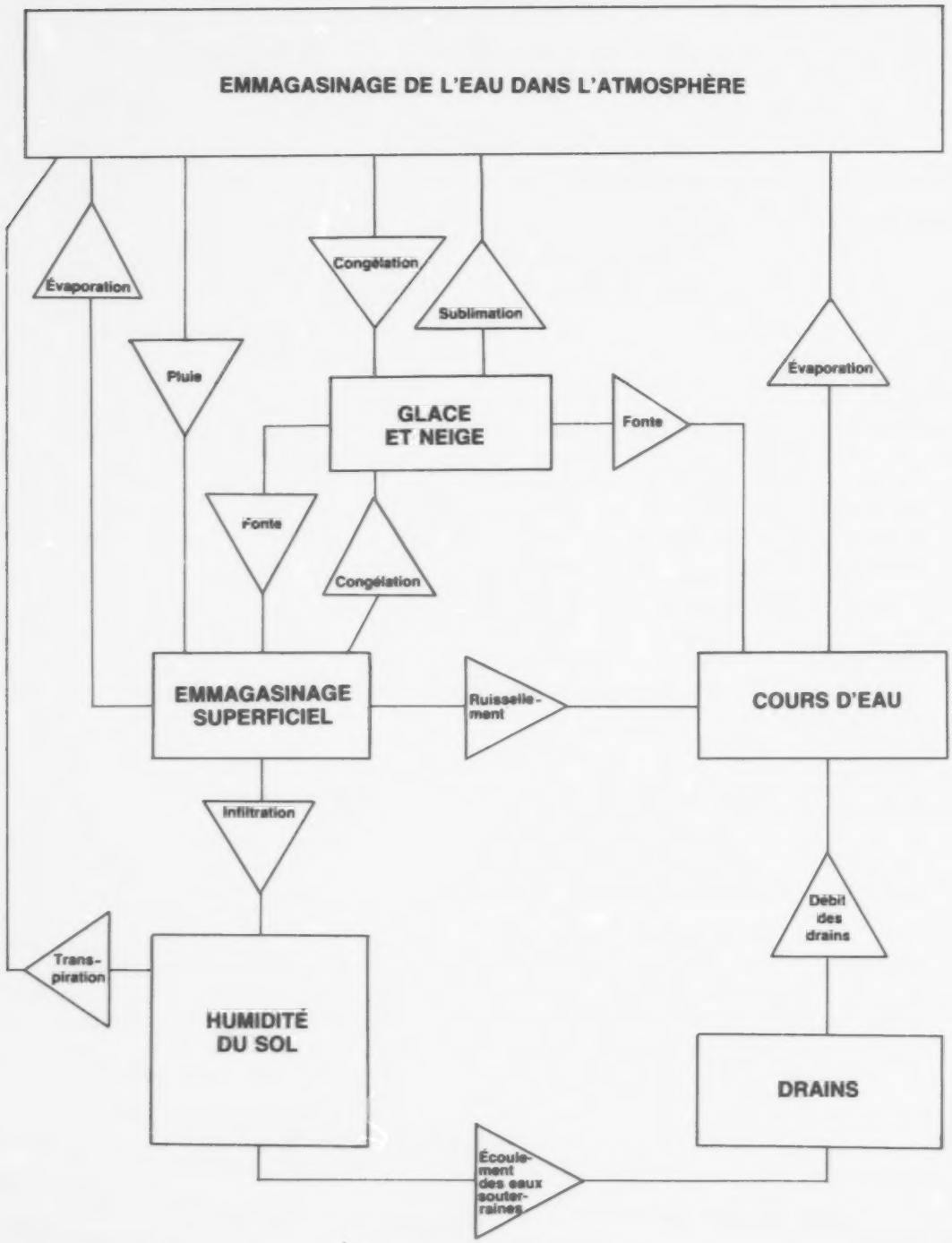

Figure 1. Partie du cycle hydrologique influant sur le débit.

petite sous-section de la figure 1, en tenant compte seulement des fonctions de transfert et des réservoirs les plus directement touchés. La figure 2 illustre un tel cycle partiel comportant les réservoirs S_1 à S_5 et les fonctions de transfert P, I, G, D et R, où:

S_1 = Réservoir de précipitation
S_2 = Retenue en surface
S_3 = Humidité du sol
S_4 = Emmagasinement dans les drains
S_5 = Emmagasinement dans le fossé
P = Précipitation
I = Infiltration
G = Écoulement souterrain vers le drain
D = Débit de drainage vers le fossé
R = Ruissellement superficiel dans le fossé

La figure 2 illustre aussi comment le cycle partiel dans un champ est relié aux autres champs par l'intermédiaire de la section de fossé S_5; chaque section du fossé reçoit les débits R et D, en plus du débit provenant d'au moins une autre section. Par conséquent, l'état de la section, c'est-à-dire le niveau d'eau dans cette section, ne peut pas être calculé si l'on ne connaît pas les états des sections adjacentes. Autre conséquence, si R et D sont sensibles aux variations de S_5, tous les autres réservoirs du système seront aussi modifiés. Pour être utilisable, le modèle doit donc inclure tous les champs drainés qui se déchargent dans le même fossé.

Heureusement, dans la plupart des cas, les décharges R et D se font dans le fossé ou dans le cours d'eau au-dessus du niveau d'eau et, partant, ces débits ne dépendent pas du niveau d'eau dans le fossé. C'est seulement dans le cas d'inondation extrême, c'est-à-dire lorsque le déversoir de S_5 se bloque, que le déversoir du drain se retrouve sous l'eau et le sens de D peut même être inversé. De tels cas extrêmes ne seront pas étudiés ici et ce rapport se limitera au champ lui-même, en supposant qu'à tout moment, R et D sont indépendants de S_5 qui sera conservé seulement à des fins de comptabilisation. Ainsi, avec l'ajout de S_1 à l'entrée, il se forme maintenant un système fermé dans lequel la somme de tous les réservoirs doit rester constante. S_1, comme S_5, n'influe sur aucun transfert et est conservé seulement à des fins de comptabilisation.

Les deux prochaines sections contiennent une analyse détaillée des fonctions de transfert: les fonctions relatives au sol, Q, I et G, et les autres fonctions, P, D et R. Le modèle, qui est en fait une comptabilisation de l'humidité, est ensuite décrit dans son intégralité. Certains résultats du modèle sont présentés et les effets de l'hétérogénéité du sol sur la forme de l'hydrogramme sont examinés.

MIGRATION INTERNE DE L'HUMIDITÉ DU SOL, INFILTRATION ET ÉCOULEMENT SOUTERRAIN

Dans la section précédente, ainsi que dans les figures 1 et 2, on suppose tacitement que, dans chacun des éléments d'emmagasinement illustré, dans des conditions d'isothermie, l'état de l'élément peut être défini par la quantité totale d'eau dans l'élément, soit par un nombre unique.

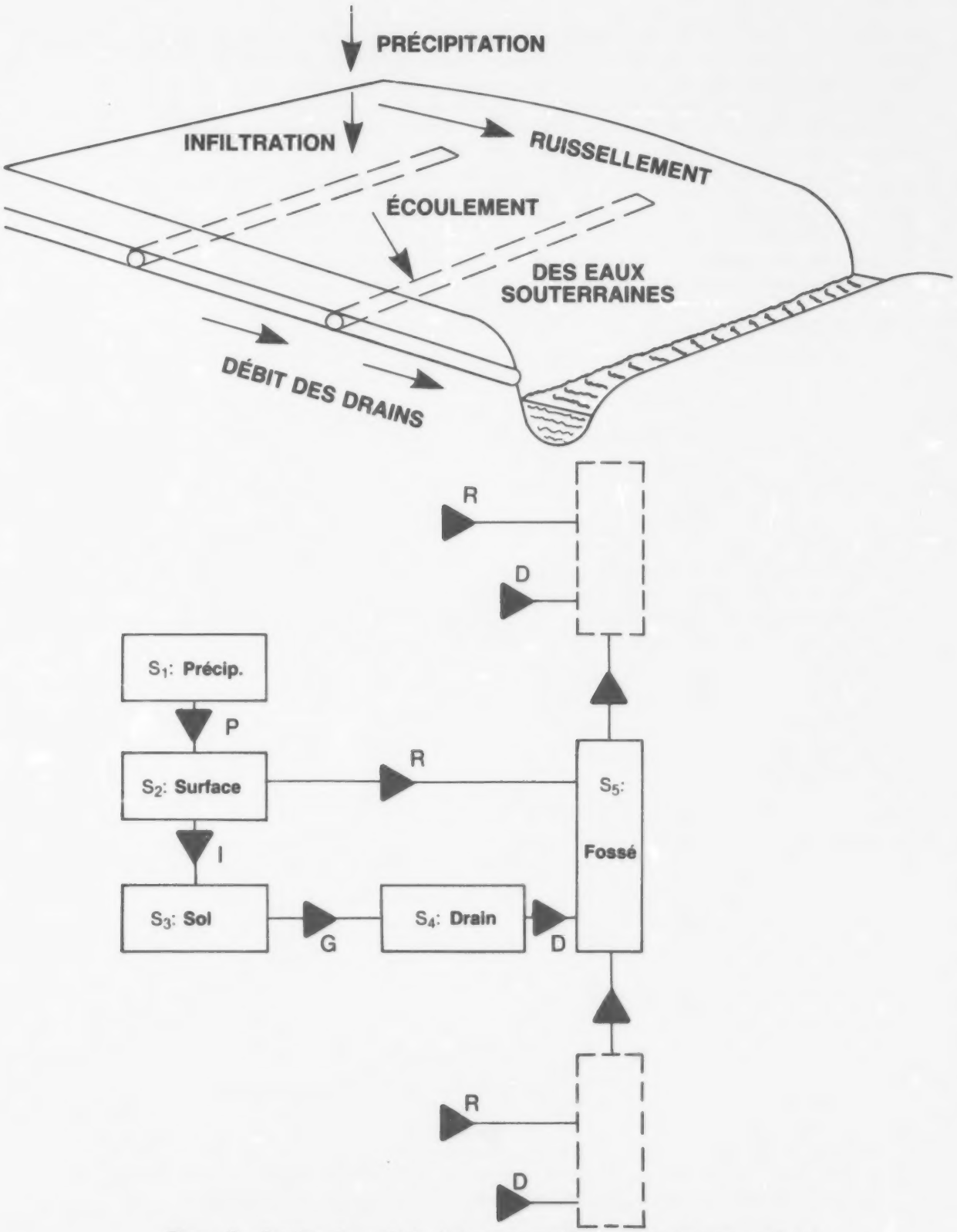

Figure 2. Section du cycle hydrologique modifiée par le drainage artificiel.

Toutefois, dans le cas de l'emmagasinement dans le sol, l'humidité est normalement fonction de la position du réservoir dans le sol, plus particulièrement de sa hauteur. Par contre, le taux d'infiltration I, par exemple, ne dépend pas de la teneur en humidité à une certaine profondeur, mais seulement de la teneur en humidité près de la surface. De même, l'écoulement souterrain G ne dépend pas de la teneur en humidité près de la surface ou à une profondeur intermédiaire, mais plutôt de la charge hydraulique et, partant, de la teneur en eau à la profondeur du drain. Ainsi, le système global des figures 1 et 2 peut introduire de grandes erreurs puisque l'humidité du sol est distribuée irrégulièrement dans la colonne de sol. Ceci amène donc au modèle de la figure 3, avec un emmagasinement souterrain distribué, qui est obtenu à partir de la fig. 2 en subdivisant S_3 en m éléments d'emmagasinement plus petits, $S_{3,i}$, i = 1 à m, et en introduisant les (m-1) fonctions de transfert interne Q_i, i = 2,m.

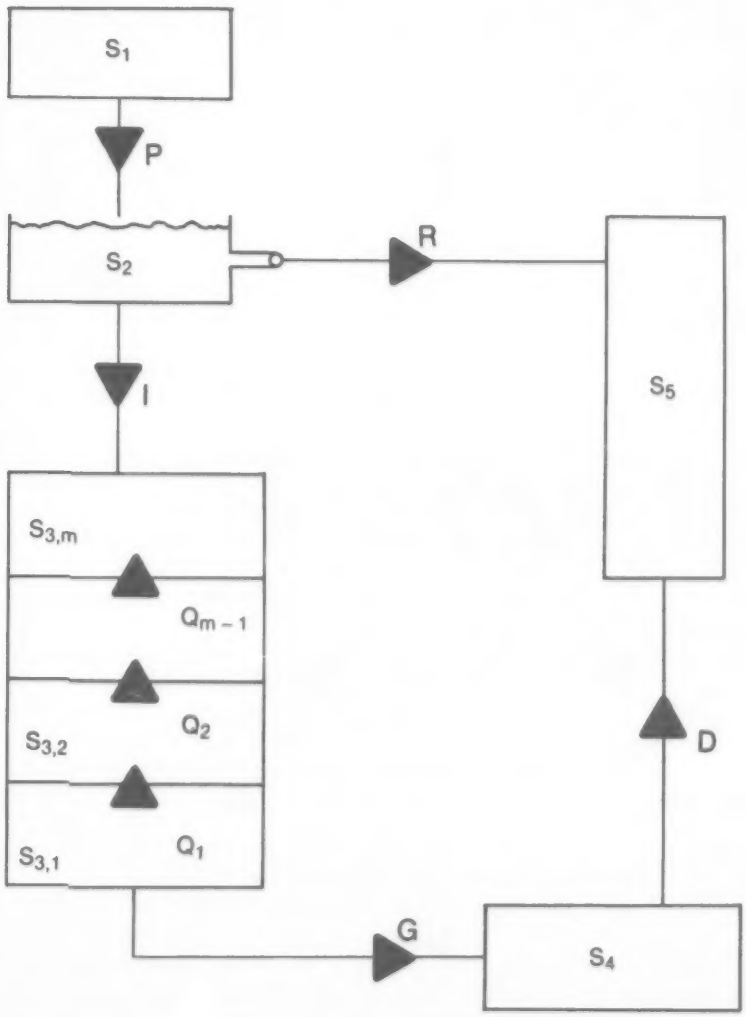

Figure 3. Modèle de drainage et répartition de l'emmagasinage de l'humidité du sol.

Fonctions de transfert interne, Q_i

Les fonctions de transfert interne peuvent être obtenues à partir de la loi de Darcy modifiée pour s'appliquer à un écoulement vertical dans un sol non saturé:

$$q = -K(\psi)(d/dZ)(\psi + Z) = -k(\psi)(d\psi/dZ + 1) \qquad (1)$$

où

q = volume d'eau se déplaçant vers le haut à travers un plan horizontal de surface unité par unité de temps (dimension L/T)

K = conductivité, fonction de la charge représentative de la pression (dimension L/T)

ψ = charge représentative de la pression, négative dans un sol non saturé, positive dans un sol saturé (dimension L)

Z = coordonnée verticale, croissante vers le haut (dimension L)

La charge représentative de la pression est liée à la teneur en humidité volumique, θ, mais, strictement parlant, la relation n'est pas unique: elle présente une hystérésis, c'est-à-dire que les courbes $\theta(\psi)$ et $K(\psi)$ ne sont pas les mêmes pour un sol qui s'assèche et pour un sol qui s'humidifie (Hillel, 1980a). Néanmoins, il est difficile de tenir compte de l'hystérésis dans un modèle numérique car la programmation et le temps d'exécution sont alors considérablement accrus et il faut faire intervenir un grand nombre de données de laboratoire supplémentaires. Par conséquent, bien qu'il soit difficile d'évaluer l'erreur commise en ignorant l'hystérésis, ce modèle sera basé sur une courbe $\psi(\theta)$ moyenne qui lie θ et ψ de façon uniforme, indépendamment de l'histoire du sol. Cette relation doit être déterminée pour chaque sol au laboratoire ou sur le terrain, en mesurant ψ pour différentes valeurs de θ.

De même, la relation entre K et ψ, ou entre K et θ, doit être établie au laboratoire. Pour des sols très secs, la relation $K(\psi)$ peut souvent être définie par:

$$K = K_s \exp(\alpha\psi) \qquad (2)$$

où

K_s = conductivité du sol saturé
α = constante, caractéristique du sol.

Cette équation n'est pas utilisée spécifiquement dans le présent modèle, mais elle pourrait l'être pour la préparation des données et l'évaluation de la fonction. Avec ce modèle, il suffit que les deux fonctions $K(\theta)$ et $\psi(\theta)$ soient monotones et univoques, et qu'elles soient disponibles sous forme de table ou de fonction de telle sorte que, l'une des trois variables θ, ψ ou K étant donnée, les deux autres puissent être déterminées.

L'équation (1) est utilisée pour décrire les fonctions de transfert interne Q_i. L'équation (1) peut s'écrire sous forme de différences finies de la façon suivante:

$$Q_i = -\left(\frac{K_{i-1} + K_i}{2}\right)\left(\frac{\psi_i - \psi_{i-1}}{\Delta Z}\right) + 1 \qquad (3)$$

où

Q_i = débit d'écoulement de l'humidité du (i-1)• élément au (i)• élément

$(K_{i-1} + K_i)/2$ = valeur moyenne de K entre le (i-1)• élément et le (i)• élément

ΔZ = épaisseur de l'élément de sol.

Si le sol est homogène, on peut utiliser directement l'équation (3) pour calculer le débit entre deux éléments adjacents. Toutefois, cette méthode est assez inexacte lorsqu'il s'agit de calculer le débit entre deux éléments de sol différents car elle suppose qu'à la frontière entre les deux éléments:

- la conductivité est la moyenne des conductivités aux noeuds
- la pression varie presque linéairement entre les noeuds.

Si nous examinons la figure 4, nous constatons que la seconde hypothèse n'est certainement pas correcte. Quant à la première hypothèse, elle contredit de toute évidence l'hypothèse initiale d'un sol à plusieurs couches présentant de brusques variations des propriétés physiques du sol.

Pour une analyse et un calcul plus précis de Q_i entre des éléments dissemblables, nous considérons séparément la débit $Q_{b(i-1)}$ entre le (i-1)• noeud et la frontière et le débit Q_{bi} entre la frontière et le (i)• noeud:

$$Q_{(i-1)b} = -\left(\frac{K_{i-1} + K_{b1}}{2}\right)\left(\frac{\psi_b - \psi_{i-1}}{(1/2)\Delta Z} + 1\right) \qquad (4)$$

et

$$Q_{bi} = -\left(\frac{K_{b2} + K_i}{2}\right)\left(\frac{\psi_i - \psi_b}{(1/2)\Delta Z} + 1\right) \qquad (5)$$

où K_{b1} et K_{b2} sont respectivement les conductivités à la frontière, dans le (i-1)• élément et le (i)• élément. Étant donné que ψ_b, la pression à la frontière, est la même des deux côtés, K_{b1} et K_{b2} peuvent être déterminés de façon unique lorsque ψ_b est connu.

L'écoulement vers la frontière et l'écoulement à partir de la frontière étant nécessairement égaux, les membres droits des équations (4) et (5) sont aussi égaux:

$$(K_{i-1} + K_{b1})(\psi_b - \psi_{i-1} + \Delta Z/2) = (K_i + K_{b2})(\psi_i - \psi_b + \Delta Z/2)$$

Isolons ψ_b dans cette équation, soit:

$$\psi_b = \frac{(k_i + K_{b2})(\psi_i + \Delta Z/2) + (K_{i-1} + K_{b1})(\psi_{i-1} - \Delta Z/2)}{k_i + K_{i-1} + K_{b1} + K_{b2}} \qquad (6)$$

Pour obtenir une première estimation de ψ_b, on suppose que

$$K_{b1} = K_{i-1}$$

et

$$K_{b2} = k_i$$

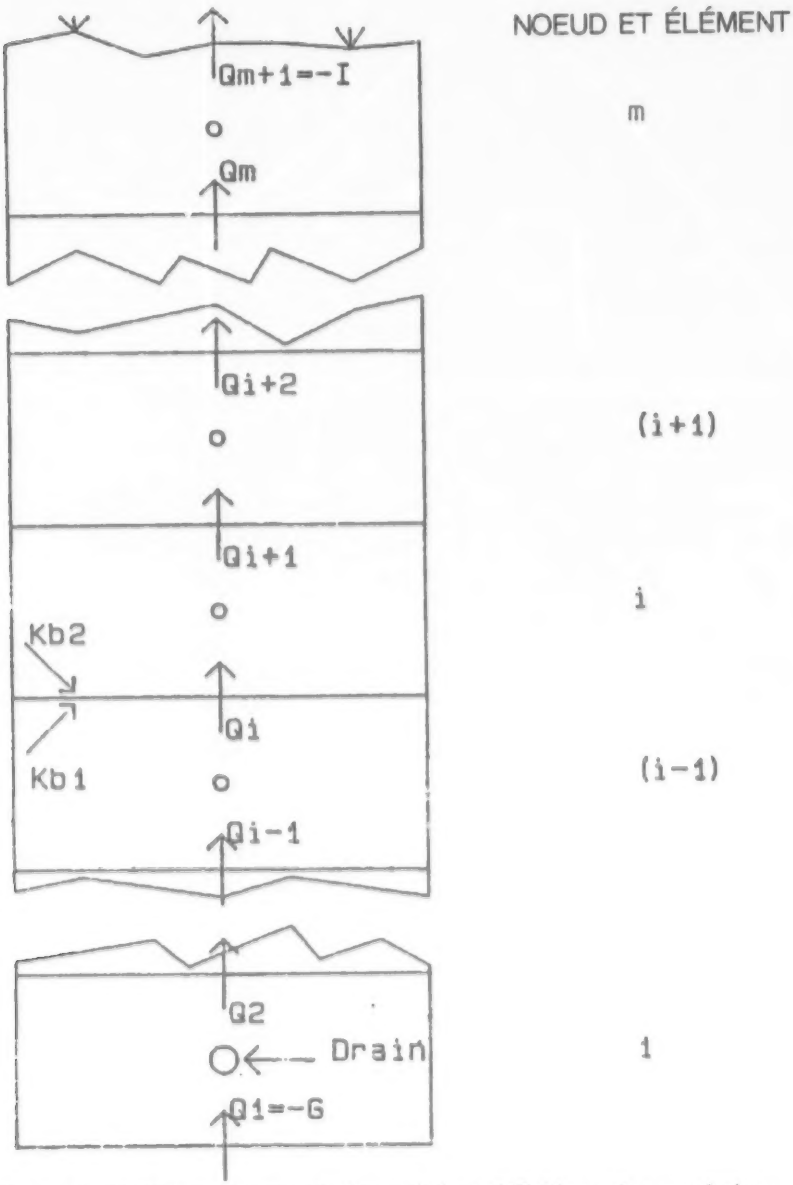

Figure 4. Migration interne de l'humidité et définitions des symboles.

Par conséquent:

$$\psi_b \text{ (première estimation} = \frac{K_i(\psi_i + \Delta Z/2) + K_{i-1}(\psi_{i-1} - \Delta Z/2)}{K_i + K_{i-1}} \quad (7)$$

Pour obtenir une meilleure estimation, on peut calculer K_{b1} et K_{b2} en utilisant la première estimation de ψ_b et en appliquant ensuite l'équation (6).

Le programme fait appel à un sous-programme itératif basé sur l'équation (7) pour calculer ψ_b si les éléments (i-1) et (i) sont dissemblables, avec un maximum de 4 itérations. L'itération est aussi terminée dès que la différence entre les deux dernières valeurs calculées de ψ_b est inférieure à 1 cm. Une fois ψ_b obtenu avec une précision suffisante, Q_i peut être calculé à partir de l'équation (4) ou de l'équation (5).

Maintenant, un débit d'écoulement de l'humidité Q_i hors du (i-1)• élément pendant un court intervalle de temps Δt se traduit par une diminution $-\Delta(\theta\Delta Z)$ de la teneur en humidité totale, $\theta\Delta Z$, du (i-1)• élément:

$$\Delta(\theta_{i-1}\Delta Z) = - Q_i \Delta t$$

Par conséquent:

$$\Delta(\theta_{i-1}\Delta Z) = \Delta t(Q_{i-1} - Q_i)$$

ou

$$\Delta\theta_{i-1} = (Q_{i-1} - Q_i)\Delta t/\Delta z \quad (8)$$

L'équation (8) peut être utilisée pour simuler l'état futur de tous les éléments internes non saturés. Par contre, pour l'élément supérieur de S_3, le flux à travers la surface supérieure, c'est-à-dire l'infiltration ou l'évaporation, doit être calculé d'une autre façon puisqu'il dépend de l'état de l'élément d'emmagasinement S_2, l'eau retenue en surface, ainsi que de l'état de $S_{3,m}$, la couche de sol supérieure. Dans le cas de l'élément non saturé inférieur, l'écoulement à travers sa surface inférieure est déterminé par les conditions d'écoulement à saturation dans l'élément sous-jacent et il doit donc être calculé séparément.

Infiltration, I

Le taux d'infiltration instantané dans un sol dépend avant tout de la teneur en humidité de l'élément de sol supérieur, mais il est limité par la quantité d'eau emmagasinée à la surface, S_2,

$$I\Delta t \leq S_2 \quad (9)$$

ainsi que par la capacité d'emmagasinement dans la couche supérieure de sol

$$I\Delta t \leq \Delta Z(\theta_{sat} - \theta'_m) \quad (10)$$

où

θ_{sat} = teneur en humidité à saturation du m^e élément d'emmagasinement dans le sol, ou élément supérieur, $s_{3,m}$

θ'_m = teneur en humidité de l'élément $S_{3,m}$, en tenant compte du fait que l'on peut prendre la teneur en eau à la fin du pas de temps, soit

$$\theta'_m = \theta_m + Q_m \Delta t / \Delta Z \qquad (11)$$

Par ailleurs, il faut tenir compte du fait que, si le niveau de S_2 se trouve au-dessus du niveau du déversoir (figure 3), il se produira un ruissellement R qui concurrencera l'infiltration pour l'emmagasinement en surface total disponible (retenue en surface).

Avec ces limites, le taux d'infiltration peut être calculé en supposant que, aussi longtemps que $S_2 > 0$, la surface du sol est saturée et a une conductivité K_{sat}, soit la conductivité à saturation de l'élément $S_{3,m}$. À partir de l'équation (1) et en posant

$$d\psi/dZ = - \psi_m/(\Delta Z/2)$$

nous obtenons donc:

$$I = (K_{sat} + K_m)(\Delta Z - 2\psi_m)/(2\Delta Z) \qquad (12)$$

où I représente la migration de l'humidité à travers la surface, vers le bas.

Écoulement souterrain, G

Pour simuler l'écoulement souterrain, G, on utilise l'approximation linéaire établie par Hooghoudt (1937) et décrite aussi dans Hillel (1980b):

$$G = A\psi_D \qquad (13)$$

où

ψ_D = charge représentative de la pression à la profondeur des drains à mi-distance entre deux drains parallèles

A = intensité du drainage = $8K_o d/L^2$ (dimension L/T)

L = distance entre les drains

d = "profondeur équivalente" de l'aquifer en-dessous des drains (Hillel, 1980a)

K_o = conductivité du sol à saturation en-dessous des drains.

À partir de l'équation (13), nous pouvons déduire une expression de G en fonction de Z_w, la hauteur de la nappe phréatique au-dessus des drains à mi-distance entre les drains, à la place de ψ_D (Van Wijk, 1980):

$$G = AZ_wK_o/(AZ_w + K_o) \tag{14}$$

ainsi que l'équation équivalente pour Z_w:

$$Z_w = GK_o/\{A(K_o - G)\} \tag{15}$$

Les équations (14) et (15) contiennent les deux inconnues G et Z_w. Néanmoins, étant donné que la zone saturée ne permet aucune variation de l'emmagasinement, l'écoulement de l'élément non saturé inférieur vers la nappe phréatique doit être égal à G (figure 5) et, en faisant appel à l'équation (1), on peut l'exprimer de la façon suivante:

$$G = K_{ns+1}\left(\frac{\psi_{ns+1}}{d - Z_w} + 1\right) \tag{16}$$

où

k_{ns+1} = conductivité de l'élément non saturé inférieur

n_s = nombre d'éléments saturés, un élément saturé étant un élément dont le centre se situe en-dessous de la nappe phréatique

ψ_{ns+1} = pression de l'élément non saturé inférieur

$d = n_s \cdot \Delta Z$ (voir fig. 5).

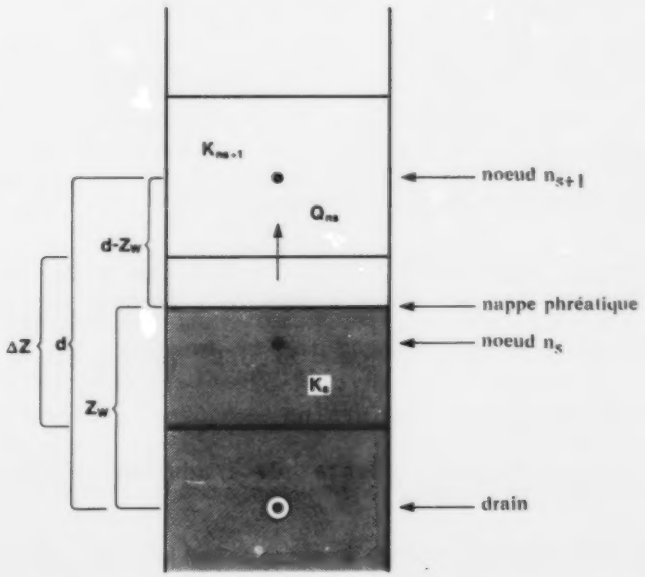

Figure 5. Migration de l'humidité au niveau de la nappe phréatique.

En écrivant que les deux membres droits des équations (14) et (16) sont égaux, on obtient une équation du second degré en Z_w:

$$AZ_w^2(K_o/K_{ns+1} - 1) + Z_w\{A(\psi_{ns+1} + d) - K_o - AdK_o/K_{ns+1}] + K_o(\psi_{ns+1} + d) = 0 \qquad (17)$$

à partir de laquelle on peut calculer Z_w; on peut ensuite calculer G à partir de l'équation (14).

Toutefois, lorsqu'on a exploité et essayé le modèle, on a observé que l'équation (17), qui donnait de très bons résultats lorsque l'élément non saturé inférieur était constitué du même type de sol que l'élément saturé supérieur, conduisait à des résultats douteux lorsque ces deux éléments étaient très différents. En fait, les valeurs calculées de Z_w étaient souvent inférieures à $(n_s - 1)d$, donc incompatibles avec le nombre d'éléments saturés. Pour éliminer ce problème, on a simplifié encore l'équation (17) après avoir constaté que le terme au carré est petit en comparaison des deux autres termes. On suppose donc que

$$A(K_o/K_{ns+1} - 1) = 0$$

ce qui réduit l'équation (17) à:

$$Z_w = K_o(d + \Psi_{ns+1})/(K_o - A\psi_{ns+1}) \qquad (17a)$$

AUTRES FONCTIONS DE TRANSFERT

Précipitation ou évaporation, P

Si on compare les figures 2 et 3, on observe que la fonction de transfert symbolisée par P, l'apport vers le réservoir de surface, S_2, est en fait composée d'un certain nombre de transferts, principalement ceux illustrés à la figure 2 sous forme de pluie, d'eau de fonte, d'évaporation et de gel, les deux derniers constituant des apports négatifs dans S_2. Pour le moment, le modèle ne distingue pas entre ces apports, mais il suppose que leur somme algébrique a été déterminée ailleurs et qu'elle est introduite à chaque pas de temps dans le modèle. Toutefois, le modèle a été construit de façon à permettre l'insertion de sous-programmes additionnels pour le calcul de ces fonctions lorsqu'ils seront disponibles.

En l'absence de précipitation, l'évaporation peut se faire à partir de l'eau retenue en surface ou à partir de la couche de sol supérieure si S_2 est vide; P peut donc être négatif. Le modèle ne tient pas compte de la transpiration, qui a lieu dans les feuilles des plantes, bien qu'elle s'accompagne d'un transfert d'humidité du sol, parfois depuis une très grande profondeur, vers l'atmosphère, par l'intermédiaire des racines. Par conséquent, le modèle tient compte seulement de l'évaporation à partir de l'eau retenue en surface S_2, avec le taux d'évaporation donné, ou, en l'absence de retenue en surface, à partir de l'élément de sol supérieur, avec un taux réduit. Pour le moment, on utilise la formule simple suivante:

$$E_{sol} = E_{max}(\theta_m - \theta_o)/(\theta_{sat} - \theta_o)$$

où

E_{sol} = évaporation réelle à partir de l'élément de sol supérieur

E_{max} = évaporation à partir d'une surface saturée (donnée d'entrée)

θ_m = teneur en humidité de l'élément supérieur

θ_o = teneur en humidité du sol minimale sur la courbe $\Psi - \theta$

θ_{sat} = teneur en humidité à saturation, élément supérieur.

Ainsi, l'évaporation réelle sera égale à l'évaporation donnée seulement lorsque l'élément supérieur sera saturé. Elle décroît linéairement lorsque la teneur en humidité du sol diminue, devenant nulle lorsque la teneur en humidité du sol est minimale.

Débit de drainage, D

Dans sa présente version, le modèle ne tient pas compte des petites variations de l'emmagasinement dans les drains. On suppose que D est égal à G en tout temps. Toutefois, si l'on doit tenir compte de ces variations, il est facile d'insérer la fonction de transfert $D(S_4)$ dans le modèle.

Ruissellement, R

Il y a ruissellement dès que la hauteur de l'eau retenue en surface, S_2, dépasse une certaine valeur, représentée par la constante P_{max} dans le modèle. P_{max} est généralement de l'ordre de quelques millimètres.

La vitesse de ruissellement $R(S_2)$ est calculée à partir d'une équation établie par Horton (1938) et décrite plus récemment par Huggins et Burney (1982):

$$R = A_b (S_2 - P_{max})^2 \qquad (18)$$

où A_b est une constante; R est toutefois soumis aux restrictions suivantes:

a) $R\Delta t < S_2 - P_{max}$

et

b) $(R + I)\Delta t < S_2$

La condition (b) impose que I et R soient déterminés au même moment. I et R sont d'abord calculés séparément, R étant limité par la condition (a). La somme $(R + I)\Delta t$ est ensuite calculée et comparée à l'emmagasinement en surface disponible S_2; si la condition (b) n'est pas satisfaite, l'emmagasinement disponible est distribué proportionnellement sur R et I, c'est-à-dire que R et I sont multipliés par le facteur

$$S_2/\{(R + I)\Delta t\}$$

La valeur seuil P_{max} peut avoir un effet important sur le débit de pointe. Si la valeur seuil est faible, comme c'est le cas avec un bon drainage de surface, et si la conductivité du sol est faible, les précipitations ne peuvent être retenues en surface et le sol ne peut les absorber suffisamment rapidement; par conséquent, la majeure partie des précipitations s'écoule sous forme de ruissellement. Le ruissellement est généralement rapide et il y a donc production d'une pointe de débit importante. Si la valeur seuil est élevée, comme c'est le cas avec un mauvais drainage et en présence de marécages, l'eau en excès ne peut ruisseler; elle s'évapore ou s'écoule lentement dans le sol et les drains.

Toutefois, si l'on améliore par la suite non seulement le drainage superficiel, mais aussi le drainage souterrain, la pointe devient de nouveau plus faible (Wind et Vandenberg, 1984; Vandenberg, 1985).

CALCUL DE LA TENEUR EN HUMIDITÉ

Une fois les taux de transfert entre les éléments d'emmagasinement calculés, on peut déterminer les nouveaux volumes emmagasinés en additionnant les volumes à l'entrée et en soustrayant les volumes à la sortie dans les volumes emmagasinés précédemment pour chaque élément illustré à la figure 3. Le volume total emmagasiné dans chaque élément de sol étant égal au produit de la teneur en humidité et de l'épaisseur, la nouvelle teneur en humidité est égale à:

$$\theta_i(t + \Delta t) = Q_i(t) + (Q_i - Q_{i+1})\Delta t/\Delta Z \qquad (19)$$

avec $i = 2, m - 1$

c'est-à-dire pour tous les éléments internes (figure 4). Pour l'élément supérieur (le m°), on a:

$$Q_{m+1} = -I$$

et, pour l'élément non saturé inférieur, on a:

$Q_i = -G$, l'écoulement souterrain.

La figure 3 permet de poser directement les équations suivantes:

$$S_1(t + \Delta t) = S_1(t) - P\Delta t \qquad (20)$$

$$S_2(t\ t\ \Delta t) = S_2(t) + (P - R - I)\Delta t \qquad (21)$$

$$S_5(t\ t\ \Delta t) = S5(t) + (R + G)\Delta t \qquad (22)$$

L'équation (22) a cette forme car on a supposé pour le moment que

$$D = G$$

Dans le cas de l'évaporation, c'est-à-dire lorsque P est négative, la valeur de P dans l'équation (20) n'est pas nécessairement la valeur donnée

à l'entrée. Elle dépend de la présence ou de l'absence d'une retenue d'eau en surface et, en l'absence d'eau en surface, de la teneur en humidité de l'élément de sol supérieur.

SIMULATION D'UN SOL À TROIS COUCHES

Cette section décrit certaines simulations effectuées avec le modèle et examine l'effet de l'hétérogénéité du sol au-dessus du drain sur le débit à la sortie du champ drainé. Ces exemples ne constituent pas une description détaillée de l'effet de la présence de couches dans le sol sur le débit de drainage. Il s'agit seulement de montrer que le modèle donne des résultats satisfaisants, même dans des conditions d'extrême hétérogénéité.

En résumé, les exemples portent sur un sol sablonneux homogène dans lequel une zone de faible conductivité est introduite à différentes hauteurs au-dessus du drain. Les seules variables, d'une simulation à une autre, sont le type et la profondeur de la couche de faible conductivité et A, la constante de Hooghoudt. Les autres caractéristiques du champ drainé, telles que la profondeur des drains, le coefficient de ruissellement, la hauteur maximale de retenue en surface et la conductivité du sous-sol, restent constantes pour toutes les simulations. Une description de l'effet de certains de ces paramètres est donnée dans Vandenberg (1985). Une précipitation de 0.6 cm/jour pendant 15 jours constitue l'entrée habituelle pour toutes les simulations. La courbe caractéristique et la relation humidité-conductivité du limon sablonneux et des trois sols de faible conductivité sont données au tableau 1. Les valeurs de Ψ des sols de faible conductivité sont identiques; seules les conductivités varient. Le sol 3 est dix fois plus perméable que le sol 2, alors que le sol 4 est seulement moitié moins perméable que le sol 3. Voici les valeurs utilisées pour les autres paramètres:

A = variable: 0.002, 0.004 ou 0.008 $jour^{-1}$

A_b = 0.2 $cm^{-1}jour^{-1}$

K_o = 2 cm/jour

Profondeur du drain = 100 cm

Hauteur maximale de la retenue en surface: 0.4 cm

Profondeur de la zone de faible conductivité - variable:
de 0 à 35 cm au-dessus du drain,
de 35 à 70 cm au-dessus du drain, ou
de 65 à 100 cm au dessus du drain.

Pour toutes les simulations, l'état initial du système est l'état correspondant à un écoulement vers le bas à l'équilibre de 0.01 cm/jour. Avec ce débit, la teneur en humidité initiale disponible pour le drainage à partir du sol sablonneux homogène est d'environ 7.4 cm, sur un total de 100 X (0.45 - 0.28) = 17 cm pour un sol complètement saturé. Il reste donc 9.6 cm pour l'emmagasinement des précipitations. Lorsque la couche la

moins perméable (type 4) se trouve à plus de 35 cm, la hauteur totale d'emmagasinement disponible initialement est de seulement 6.6 cm. Par conséquent, pour accomoder une précipitation totalisant 15 X 0.6 = 9 cm sans qu'il ait inondation en surface, il n'est pas nécessaire qu'il y ait

Tableau 1. Conductivité et pression en fonction de la teneur en humidité

	Sol de type 1		Sol de type 2		Sol de type 3		Sol de type 4	
Humidité %	Cond. cm/jour	Pression cm	Cond. cm/jour	Pression cm	Cond. cm/jour	Pression cm	Cond. cm/jour	Pression cm
28	0.0267	-217.0	0.00008	-280	0.00079	-280	0.00039	-280
29	0.1577	-127.0	0.00009	-272	0.00087	-272	0.00043	-272
30	0.2874	- 97.0	0.00010	-265	0.00102	-262	0.00051	-265
31	0.4203	- 78.0	0.00012	-255	0.00122	-255	0.00061	-255
32	0.5451	- 65.0	0.00015	-245	0.00149	-245	0.00075	-245
33	0.6651	- 55.0	0.00019	-234	0.00186	-234	0.00098	-234
34	0.7217	- 51.0	0.00023	-223	0.00231	-223	0.00115	-223
35	0.7813	- 47.0	0.00029	-211	0.00294	-211	0.00147	-211
36	0.8463	- 43.0	0.00037	-199	0.00374	-199	0.00187	-199
37	0.9077	- 39.5	0.00049	-186	0.00485	-186	0.00242	-186
38	0.9735	- 36.0	0.00065	-172	0.00641	-172	0.00320	-172
39	1.0337	- 33.0	0.00087	-157	0.00866	-157	0.00433	-157
40	1.0976	- 30.0	0.00117	-142	0.01169	-142	0.00584	-142
41	1.1585	- 27.3	0.0017	-123	0.01709	-123	0.00854	-123
42	1.3482	- 19.7	0.00265	-101	0.02653	-101	0.01326	-101
43	1.5359	- 13.2	0.00429	- 77	0.04288	- 77	0.02144	- 77
44	1.7562	- 6.5	0.00813	- 52	0.08131	- 52	0.04065	- 52
45	1.8798	- 3.1	0.01189	- 26	0.11890	- 26	0.05945	- 26
46	2	0	0.02	0	0.2	0	0.1	0

drainage dans le sol sablonneux homogène, alors que l'écoulement souterrain doit être d'environ 2.4 cm, ou avoir un débit de 2.4/1.5 = 0.16 cm/jour lorsque le sol comporte une couche perméable.

Les résultatts des 36 simulations (ruissellement et drainage combinés) sont illustrés aux figures 6 à 14. Ils sont organisés de la façon suivante:

Figure 6, 7, 8: couche de faible conductivité de 0 à 35 cm au-dessus du drain

Figure 9, 10, 11: couche de faible conductivité de 36 à 70 cm au-dessus du drain

Figures 12, 13, 14: couche de faible conductivité de 65 à 100 cm au-dessus du drain.

Figures 6, 9, 12: $A = 0.008$ jour^{-1}

Figures 7, 10, 13: $A = 0.004$ jour^{-1}

Figures 8, 11, 14: $A = 0.002$ jour^{-1}

Chaque figure représente 4 simulations: pas de couche peu perméable, couches peu perméables de types de sol 2, 3 et 4.

L'une des premières choses que l'on observe est que, quelles que soient les valeurs des autres paramètres, le débit total est toujours dû avant tout au ruissellement dans les simulations avec la couche peu perméable la moins imperméable. L'accroissement soudain du débit total en fournit la preuve. Lorsque la couche peu perméable est plus profonde, une plus grand partie de la précipitation est emmagasinée dans le sol sablonneux au-dessus de la couche, l'accroissement du débit se produit plus tard et la pointe est plus faible (comparer, par exemple, les figures 6, 9 et 12). Le débit de drainage dans ces couches de faible perméabilité n'est jamais supérieur à 0.03 cm/jour.

Les simulations avec une couche peu perméable de perméabilité intermédiaire (sol de type 4) montrent qu'il y a ruissellement chaque fois que la couche peu perméable se situe au milieu du profil ou dans les 35 cm supérieurs, mais la contribution du drainage dans le débit total est de beaucoup supérieure à ce que l'on observe avec un sol de type 2 (jusqua'à 0,12 cm/jour). A la figure 6, on observe un phénomène assez curieux: un équilibre s'établit avec un débit légèrement supérieur (0.12 cm/jour) à la conductivité à saturation de la couche peu perméable (0.1 cm/jour). Il s'établit un gradient d'humidité inversé dans la couche peu perméable, c'est-à-dire que le sol le plus humide se situe près de l'extrémité supérieure de la couche; de plus, dans cette condition d'équilibre, le débit à travers la frontière entre les deux couches de sol peut aussi rester égal à ce débit d'équilibre. en d'autres mots, les équations (4) et (5) peuvent être satisfaites. Les courts plateaux que l'on observe aux figures 9, 10 et 11 sur les portions des courbes correspondant à la décrue constituent d'autres exemples moins notoires du même phénomène.

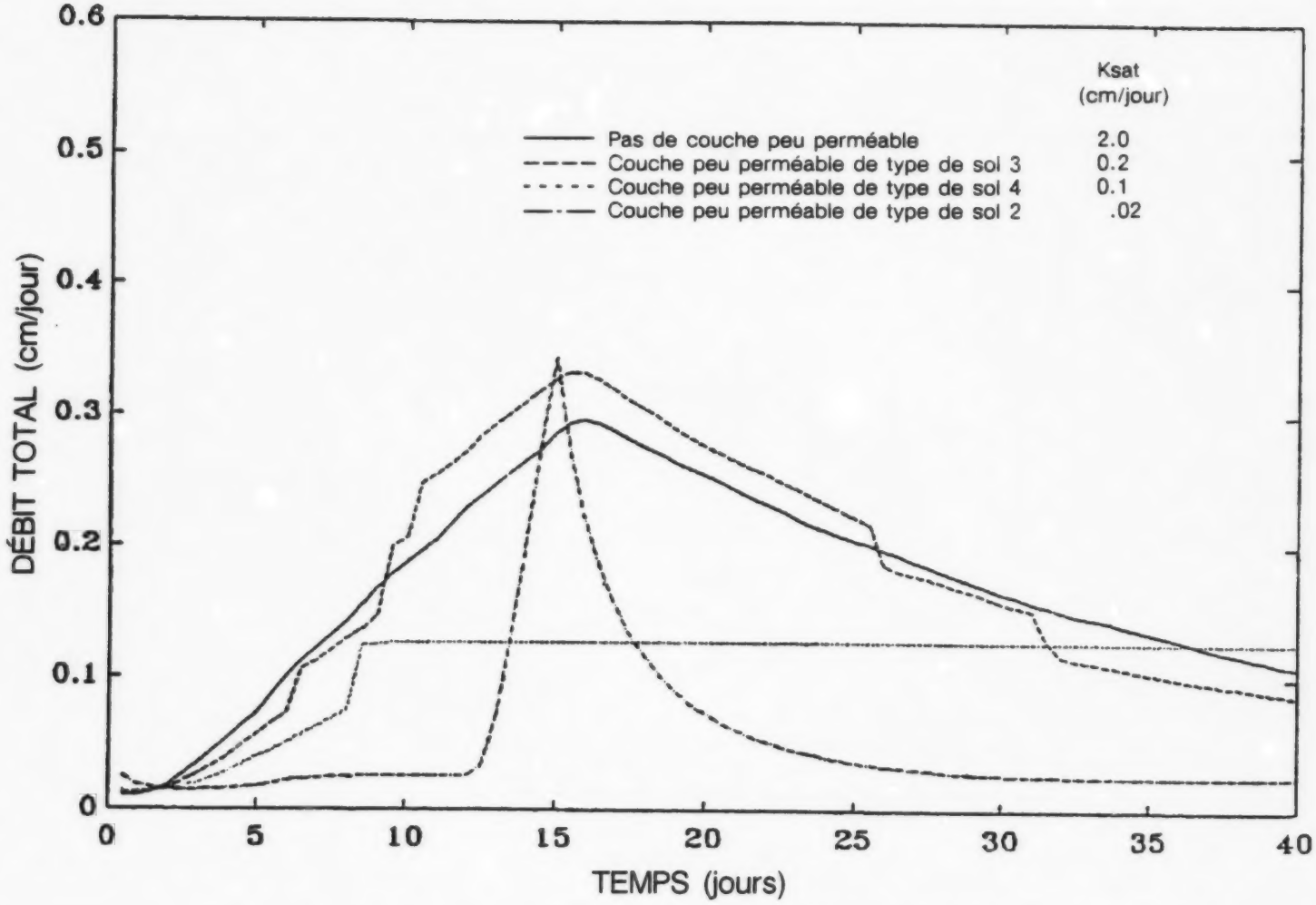

Figure 6. Simulations 1–4: couche peu perméable de 0 à 35 cm au-dessus des drains: A=0.008/jour.

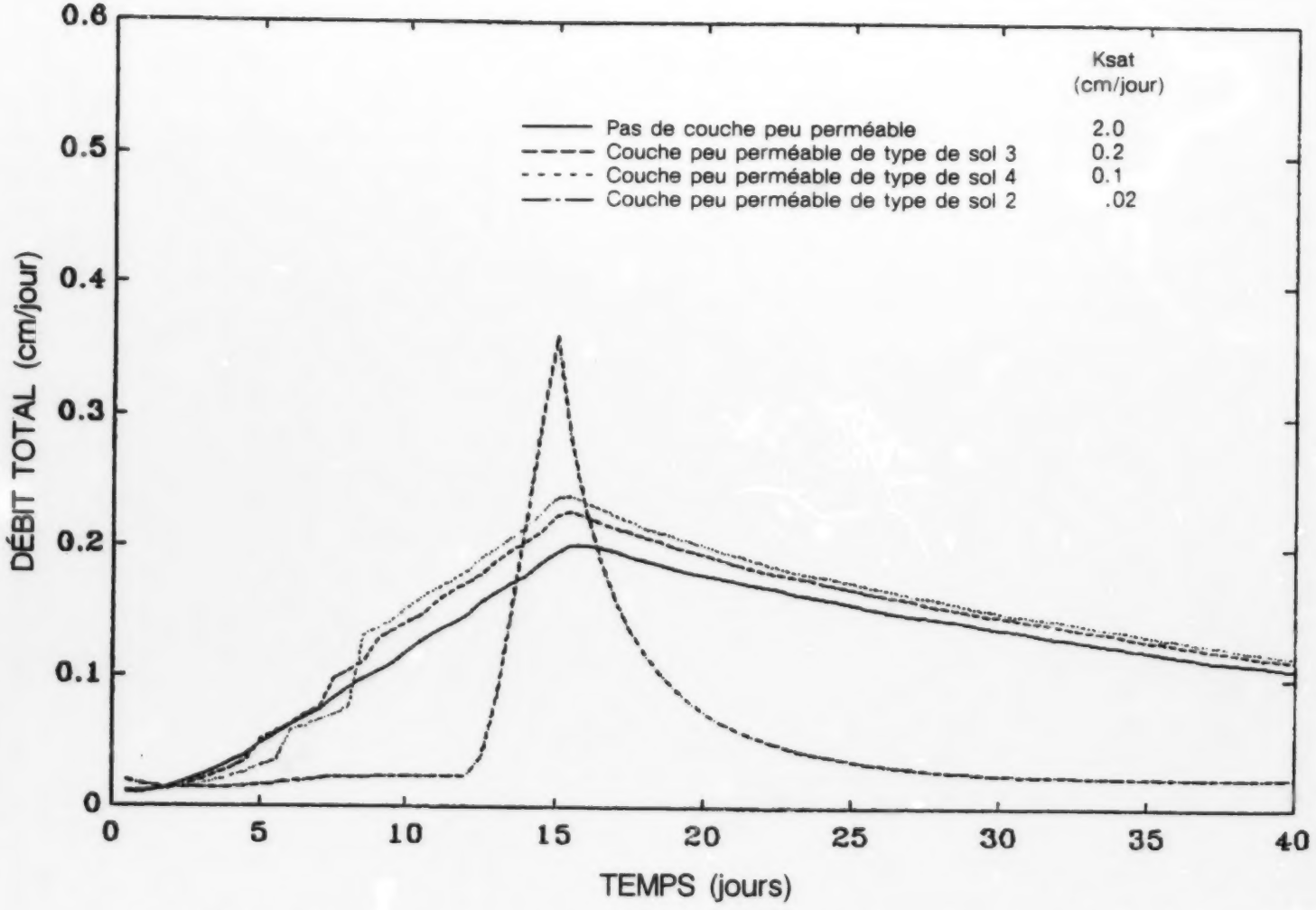

Figure 7. Simulations 5–8: couche peu perméable de 0 à 35 cm au-dessus des drains: A=0.004/jour.

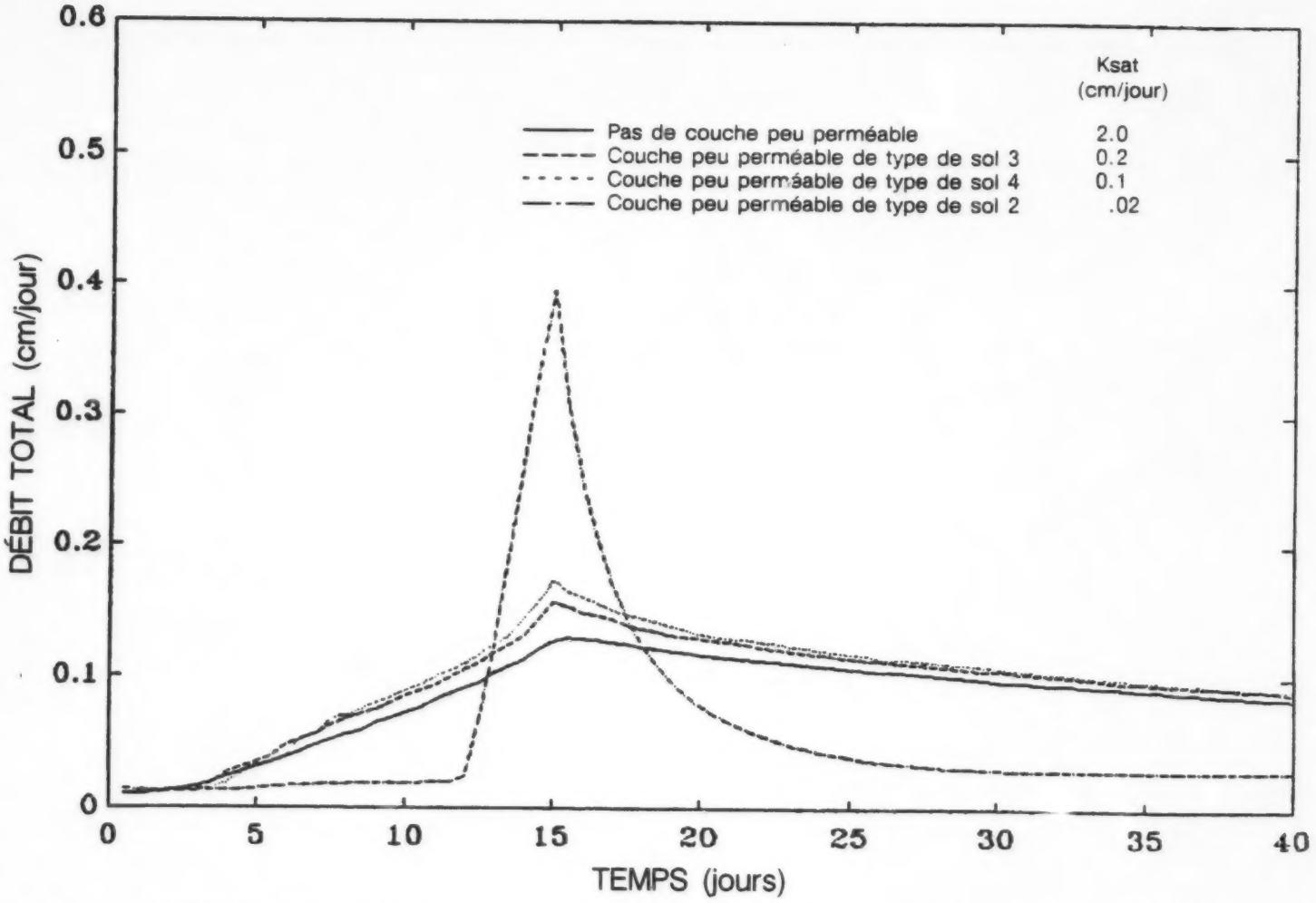

Figure 8. Simulations 9–12: couche peu perméable de 0 à 35 cm au-dessus des drains: A=0.002/jour.

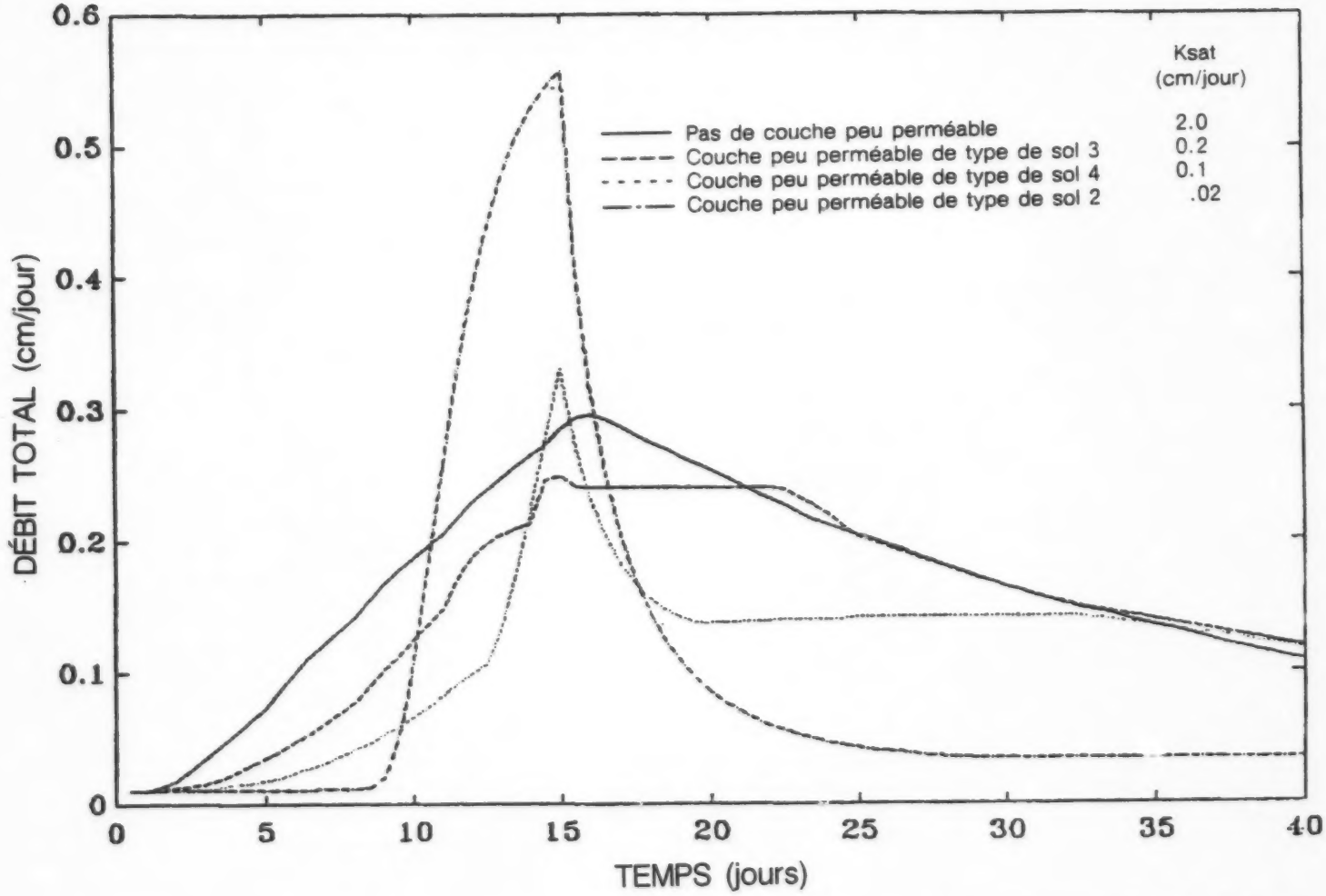

Figure 9. Simulations 13–16: couche peu perméable de 35 à 65 cm au–dessus des drains: A–0.008/jour.

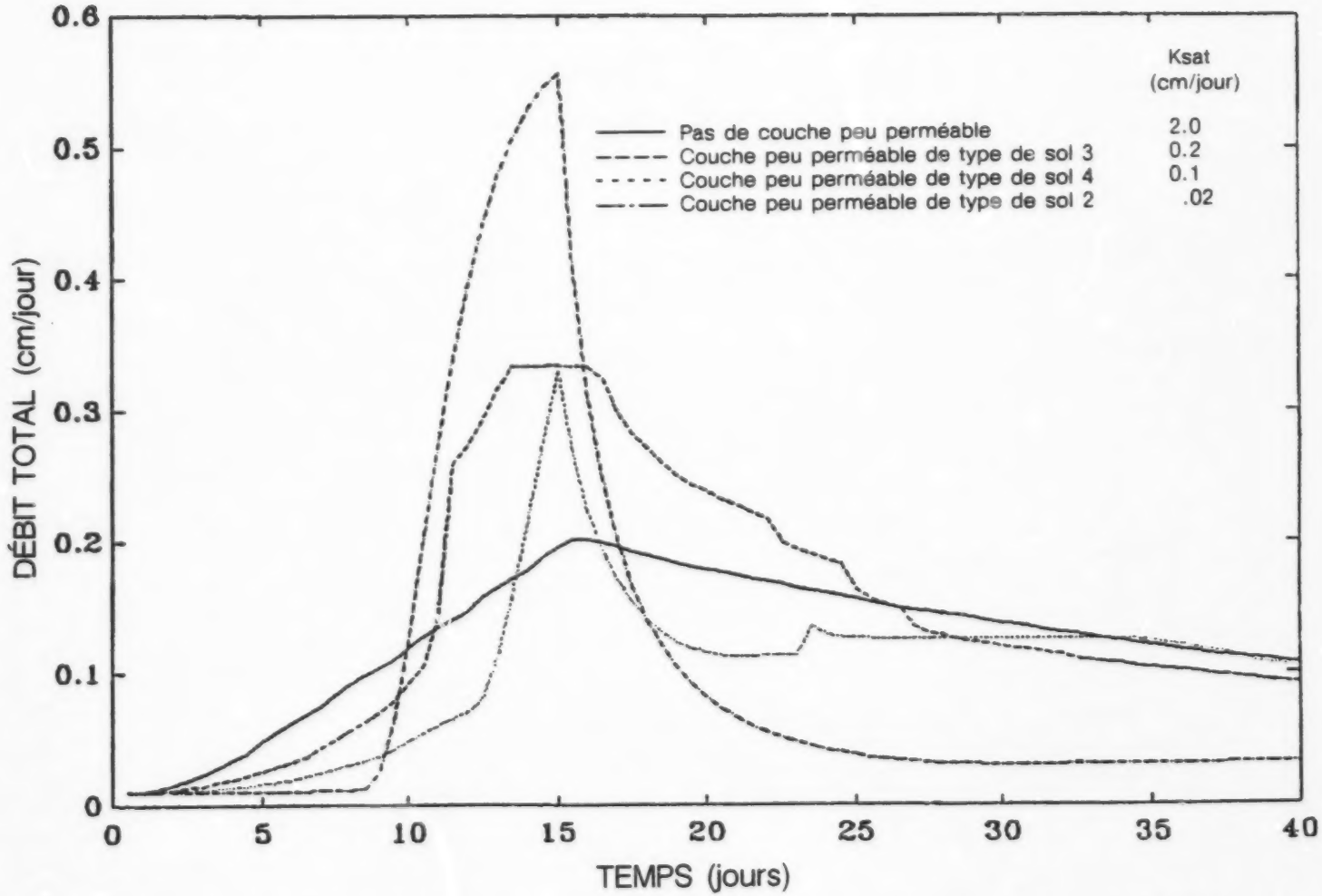

Figure 10. Simulations 17-20: couche peu perméable de 35 à 65 cm au-dessus des drains: A=0.004/jour.

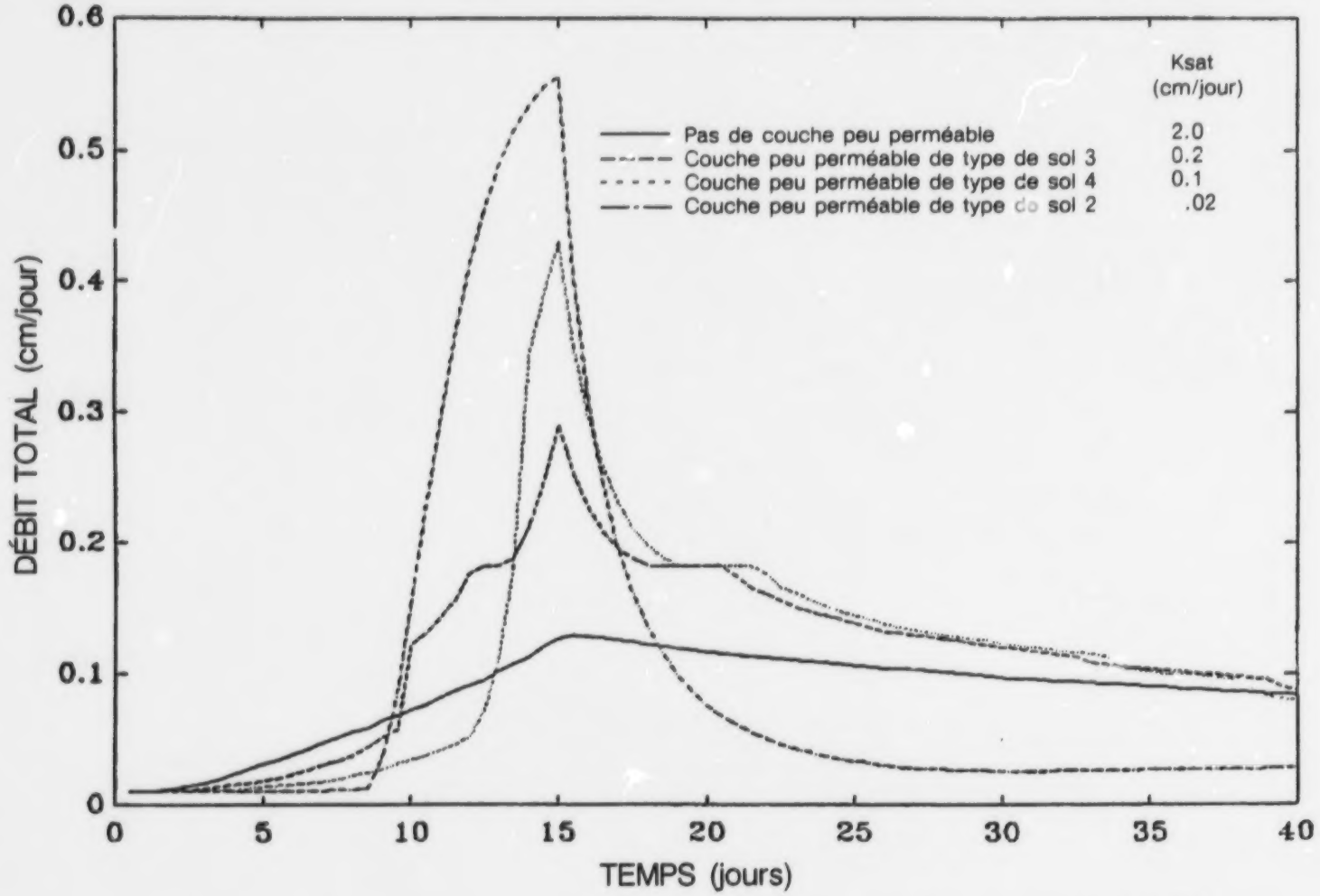

Figure 11. Simulations 21-24: couche peu perméable de 35 à 65 cm au-dessus des drains: A=0.002/jour.

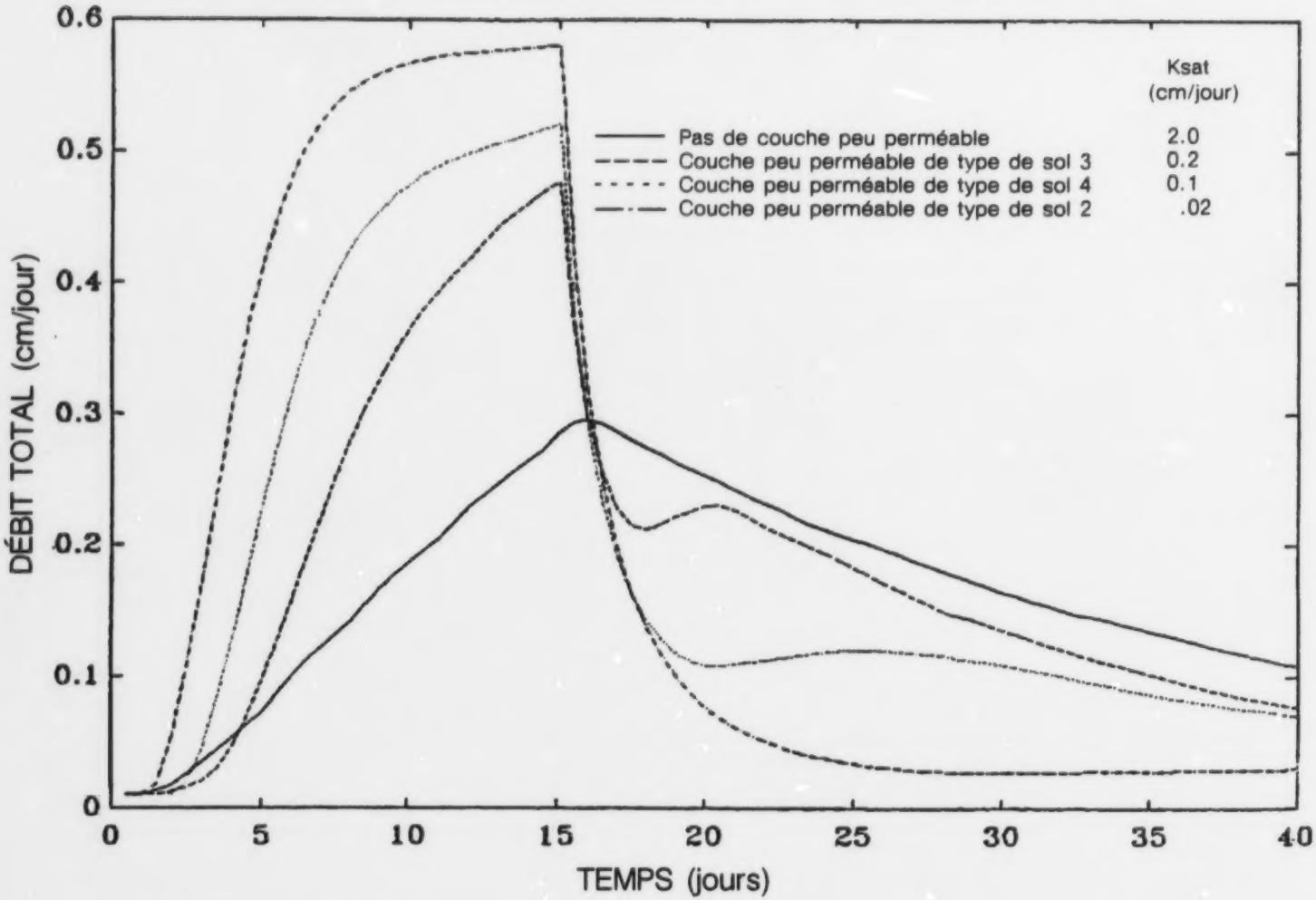

Figure 12. Simulations 25–28: couche peu perméable de 65 à 100 cm au-dessus des drains: A=0.008/jour.

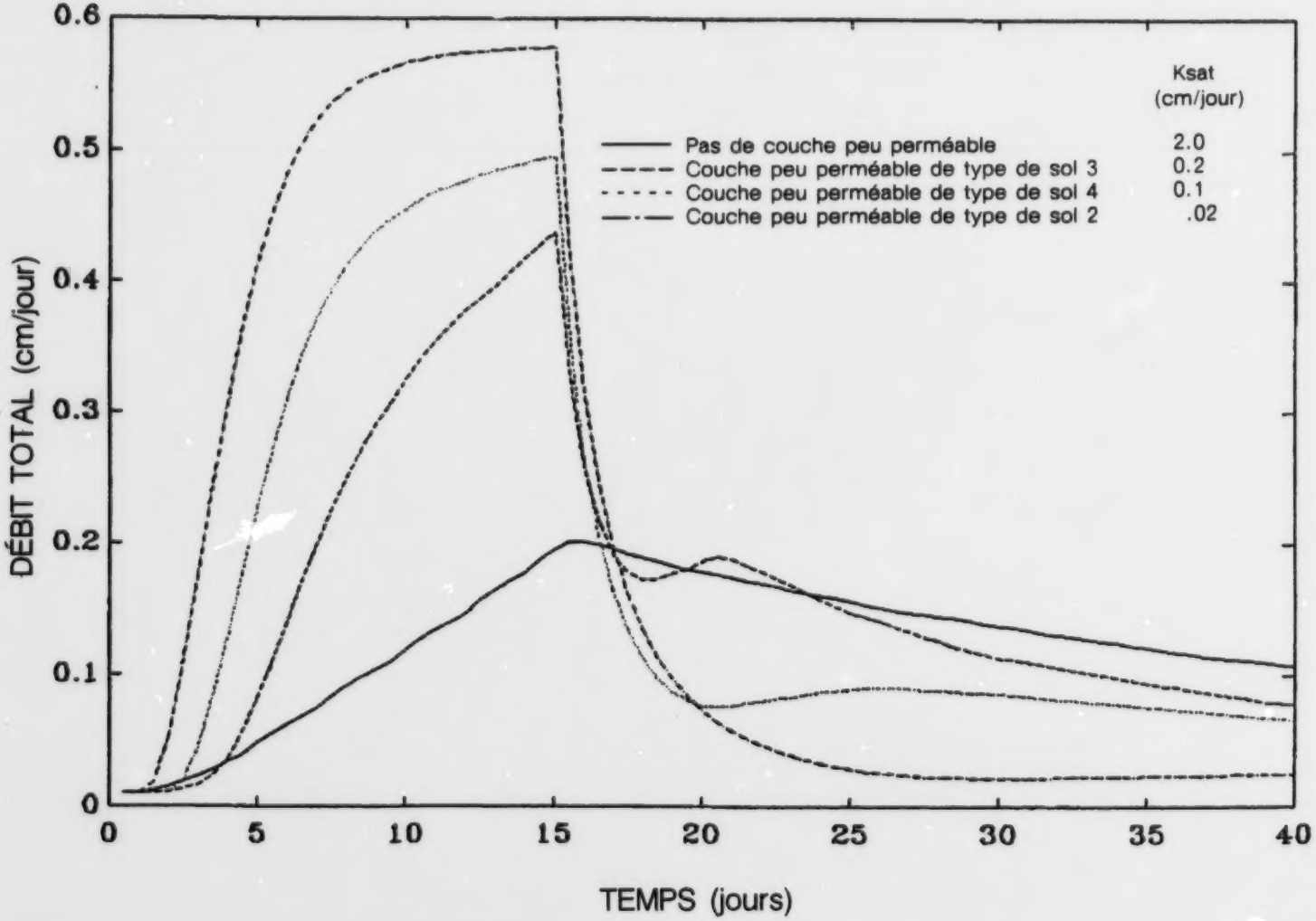

Figure 13: Simulations 29–32: couche peu perméable de 65 à 100 cm au–dessus des drains: A=0.004/jour.

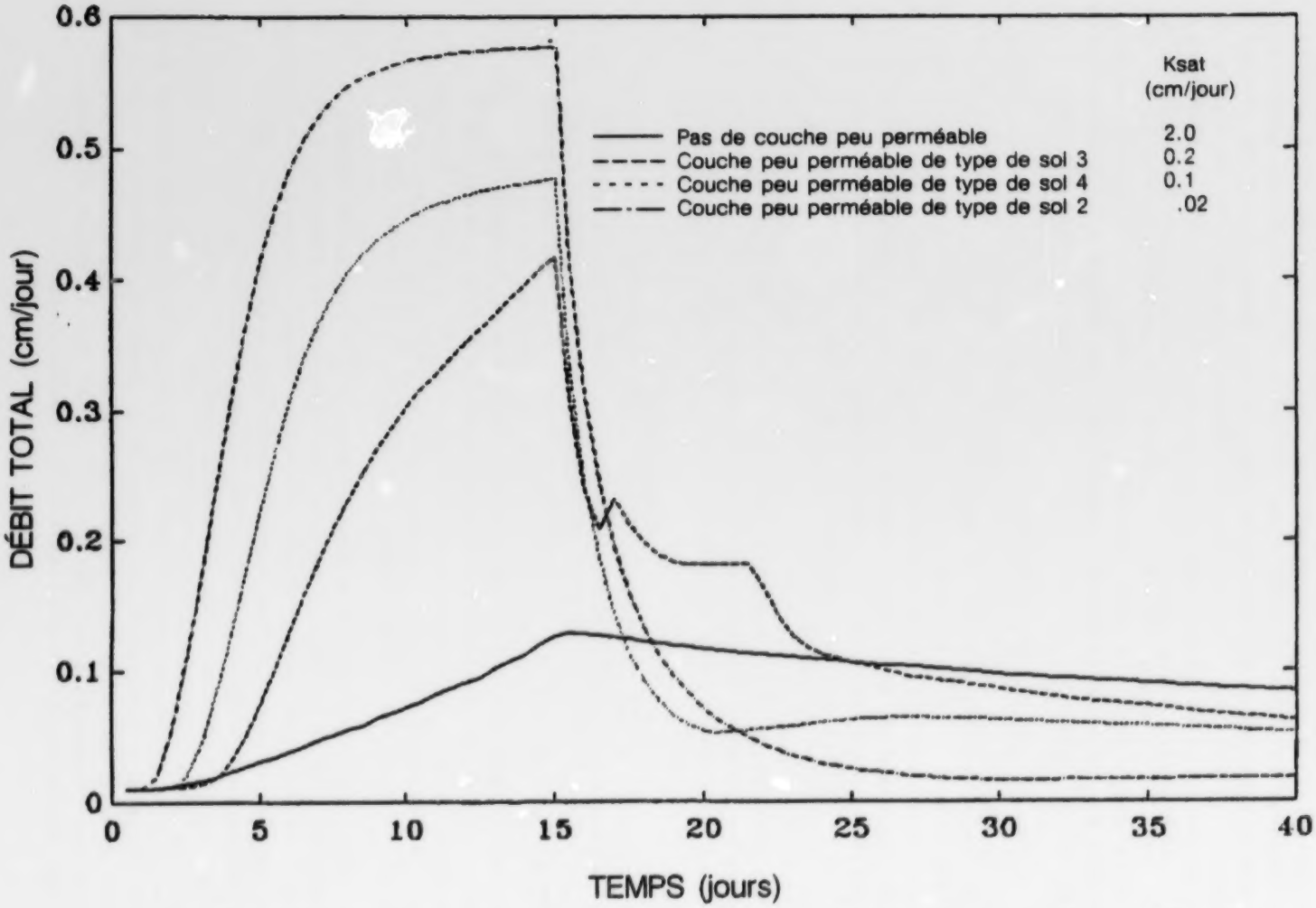

Figure 14. Simulations 33-36: couche peu perméable de 65 à 100 cm au-dessus des drains: A=0.002/jour.

Les augmentations et chutes soudaines du débit de drainage que l'on observe dans un grand nombre de simulations sont dues à un retard de la saturation de la couche peu perméable. La faible perméabilité empêche l'écoulement vers des couches plus profondes et entraîne une saturation de la couche supérieure du sol sablonneux; il y a formation d'une nappe suspendue temporaire. Toutefois, le débit de drainage est déterminé par la hauteur de la nappe phréatique au niveau ou en-dessous de la frontière inférieure de la couche peu perméable. La couche peu perméable finit par se saturer et la nappe phréatique s'élève alors brusquement à la hauteur de la nappe suspendue. Le même phénomène se produit, à l'inverse, pendant le drainage de l'épaisseur de sol considérée, une fois que la précipitation a cessé.

Comme on pouvait s'y attendre, l'effet de la couche peu perméable sur le comportement du débit est le plus important lorsque la couche peu perméable se trouve près de la surface (figures 12, 13 et 14). Aucun emmagasinement n'est possible dans le sol tant que l'eau n'a pas traversé la couche superficielle de faible perméabilité et, même après, il peut se faire seulement au taux de transmisssion imposé par la couche peu perméable. Par conséquent, la majeure partie de l'eau ruissellera à la surface avant d'avoir une chance de s'infiltrer. Le retard dans l'infiltration s'accompagne d'un retard dans l'arrivée de la pointe du débit de drainage. Ce retard est indiqué dans les figures 12 à 14 par une pointe secondaire dans le débit total entre 5 et 15 jours après la fin de la tempête et après la pointe du ruissellement.

CONCLUSIONS

L'introduction d'un sol à plusieurs couches dans la modélisation de la migration verticale de l'humidité dans un sol non saturé a élargi la portée du modèle qui peut alors être appliqué à un plus grand nombre de situations. Parallèlement, la quantité de données relatives aux caractéristiques physiques du sol qui doivent être rassemblées avant que l'on puisse profiter de tous les avantages du modèle a augmenté considérablement. Les fonctions $\Psi(\theta)$ et $K(\theta)$ doivent être définies sur toute la gamme d'humidité, depuis l'extrême sécheresse jusqu'à la saturation complète, pour chaque type de sol apparaissant dans le profil.

Dans les exemples, on a montré comment une couche de faible perméabilité dans le profil empêche la migration de l'humidité vers les couches inférieures non saturées, réduisant ainsi l'emmagasinement utile. Bien que cet effet soit seulement temporaire, l'effet sur le débit instantané reste important car l'eau de la précipitation doit pouvoir accéder rapidement aux réservoirs pour empêcher l'inondation en surface. L'introduction d'une couche peu perméable dans le profil a aussi des conséquences imprévues sur le débit de drainage, avec la formation d'une nappe suspendue temporaire au-dessus de la zone peu perméable. Le modèle a permis d'observer un accroissement rapide du débit de drainage lorsque la couche peu perméable finit par se saturer et que la nappe suspendue devient soudainement la véritable nappe phréatique.

RÉFÉRENCES

Hillel, D. 1980a. Fundamentals of Soil Physics. Academic Press, New York.

Hillel, D. 1980b. Applications of Soil Physics. Academic Press, New York.

Hooghoudt, S.B. 1937. Bijdragen tot de Kennis van Enige Natuurkundige Grootheden van de Grond. Vol. 6. Verslag Landbouwkundig Onderzoek 43 (13)B: 461-676.

Horton, R.E. 1938. The interpretation and application of runoff plot experiments with reference to soil erosion problems. Soil Sci. Soc. Amer. Proc. 3: 340-349.

Huggins, L.F. et J.R. Burney. 1982. Dans: Hydrologic modelling of small watersheds. Préparé par C.T. Haan et cool. Amer. Soc. Agr. Eng. Monograph No. 5.

Van. Wijk, A.L.M. 1980. A soil technological study on effectuating and maintaining adequate playing conditions of grass sports fields. Centre for Agr. Publ. and Doc., Wageningen.

Vandenberg, A. 1985. Modèle physique de l'infiltration verticale, de l'écoulement des drains et du ruissellement de surface. Rapport n° 25 de l'INRH. Étude n° 137, Collection des rapports techniques, Direction générale des eaux intérieures, Environnement Canada, Ottawa.

Wind, G.P. et A. Vandenberg. 1984. The Generation of River Alimentation in Response to Precipitation; a Soil Physical Approach. Dans: Real Time River Flow Forecasting, Rapport 6, janvier 1984, PAO/LII, pp. 305-324.

Wind, G.P. et W. Van Doorne, 1975. A Numerical Model for the Simulation of Unsaturated Vertical Flow of Moisture in Soils. J.Hydrol. 24: 1-20.

Annexe A
Programmation Fortran pour le programme DRAIN

ANNEXE A

PROGRAMMATION FORTRAN POUR LE PROGRAMME DRAIN

Cette annexe est une copie du fichier DRAIN.FOR, sur disquette DRAIN-PLOT. DRAIN.FOR est le programmme source en FORTRAN pour le programme DRAIN. Pour la compilation, on a utilisé le compilateur FORTRAN IBM, version 2.00, sur un IBM PC XT équipé d'un coprocesseur mathématique 8087.

```
$nofloatcalls
c**************************************************************************
                        PROGRAM DRAIN2
C SIMULATION OF INFILTR.,GROUNDW. DISCHARGE AND SURFACE RUNOFF
C               FROM DRAINED FIELDS:HETEROGENEOUS SOILS.
C
C                              BY
C
C                         A.VANDENBERG
C
C---------------------VERSION FEBRUARY 20/1987---------------------------
C
C
C THIS VERSION INCLUDES RECALCULATION OF THE TIMESTEP AND A FASTER
C ROUTINE FOR INTERPOLATION IN 'TABLE' TO FIND θ, ψ AND K, STARTING
C FROM POSITION IN TABLE AT LAST USE, OR ESTIMATE THEREOF. AND IT
C USES A SIMPLIFIED STATEMENT FOR THE CALCULATION OF ZW, ON THE
C ASSUMPTION THAT THE COEFFICIENT OF THE SECOND ORDER TERM IS SMALL
C ENOUGH TO BE NEGLECTED.
C-------------------------------------------------------------------------
C  THIS SIMULATION IS A REVISION OF PROGRAM FLO, WHICH WAS PRODUCED
C FOR HOMOGENEOUS SOILS:  PROGRAM DRAIN USES UP TO 5 DIFFERENT SOIL
C TYPES,EACH WITH ITS OWN CHARACTERISTIC CURVE AND ITS OWN
C CONDUCTIVITY-MOISTURE RELATION, INPUT TO THE PROGRAM IN TABULAR
C FORM:IN OTHER RESPECTS INPUTS AND OUTPUTS OF PROGRAM FLO AND
C PROGRAM DRAIN2 ARE VERY SIMILAR.
```

```
C
C
                    DESCRIPTION OF INPUT VARIABLES
C
C=========================LINES 1 AND 2=================================
C  THE FIRST 2 CARDS OR LINES ARE HEADER LINES TO BE PRINTED ON THE
C OUTPUT FILE AND ONTO TAPE6.
C
C===============================LINE 3=================================
C  NUMSIM     =NUMBER OF SIMULATIONS.ALL OF THE FOLLOWING DATA MUST
C              BE SUPPLIED ONCE FOR EACH OF THE NUMSIM SIMULATIONS.
C===============================LINE 4=================================
C  N          =NUMBER OF SOIL SEGMENTS.
C  DZ         =THICKNESS OF ALL SOIL LAYERS(CM)
C  A          =COEFFICIENT IN HOOGHOUDT)S EQUATION(/DAY)
C  AB         =COEFFICIENT IN SURFACE RUNOFF EQUATION:
C              QS=AB*(POOL-PMAX)**2 (/CM/DAY)
C  PMAX       =POOL DEPTH ABOVE WHICH SURFACE RUNOFF OCCURS(CM)
C  DPRINT     =TIME INTERVAL AT WHICH RESULTS ARE TO BE PRINTED AND
C              WRITTEN TO PLOT TAPE(DAYS).
C  DELT       =LENGTH OF TIME STEP(DAYS)
C  TIME       =TIME AT BEGINNING OF SIMULATION,USUALLY ZERO(DAYS).
C  MT         =NUMBER OF DIFFERENT SOIL TYPES
C  MTE        =NUMBER OF ENTRIES IN THE TABLES OF SOIL PROPERTIES
C  POOL       =INITIAL HEIGHT OF THE WATER POOLED ON THE SURFACE(CM)
C  DITCH      =INITIAL HEIGHT OF WATER IN DITCH(CM)
C  AKO        =CONDUCTIVITY OF THE SUBSOIL(CM/DAY)
```

```
C  DOWNRATE   =RATIO, PUTTING LOWER LIMIT ON INTERVAL IN WHICH DTA
C              IS NOT REPLACED; NORMAL VALUE FROM .5 TO .9
C              A NEGATIVE VALUE CAUSES THE DT-ADJUST ROUTINE TO BE
C              BYPASSED, TAKING THE SUPPLIED VALUE OF DT THROUGHOUT.
C  UPRATE     =RATIO, PUTTING UPPER LIMIT ON INTERVAL IN WHICH DTA
C              IS NOT REPLACED; NORMAL VALUE:> DOWNRATE, < 1.0
C              A VALUE > 1 WILL CAUSE BYPASSING OF THE DT-ROUTINE.
C================================LINE 5================================
C  IOPT(1)    =OPTION SELECTOR #1:
C                 =0,THEN N VALUES OF THE INITIAL MOISTURE ARE
C                    EXPECTED IN THE INPUT STREAM.
C                 =1,ONLY A VALUE FOR QS,THE INITIAL STEADY
C                    DISCHARGE IS EXPECTED
C                 =2,N VALUES OF PRESSURE ARE TO BE READ,AND
C                    INITIAL MOISTURE PROFILE IS CALCULATED
C  IOPT(2)      =OPTION SELECTOR #2:
C                 =0,EXTENDED OUTPUT, WITH θ,K,ψ PROFILE.
C                 =1,NO MOISTURE PROFILE,BUT INTERNAL FLOWS LISTED
C                 =2,NO INTERNAL FLOW,ONE LINE OF OUTPUT
C  IOPT(3)      =OPTION SELECTOR #3:
C                 =0,NO TAPE6 IS PRODUCED.
C                 =1,TAPE6 IS PRODUCED
C================================LINE 6================================
C  IND(I),I=1,N =N INTEGERS,RANGING FROM 1 TO MT,INDICATING SOIL
C                TYPE OF THE I-TH SEGMENT
```

```
C=======================LINE(=FORTRAN LOGICAL RECORD) 7==================
C  TABLE(I,J,K) =THE MATRIX HOLDING THE TABLE OF VALUES OF
C                 MOISTURE,CONDUCTIVITY AND PRESSURE,
C                 DESCRIBING THE MOISTURE-PRESSURE AND
C                 MOISTURE-CONDUCTIVITY RELATIONS FOR EACH
C                 SOIL-TYPE.THEY ARE READ IN THIS ORDER:
C                  1)MTE MOISTURE PERCENTAGES,STARTING WITH
C                    THE SMALLEST AND ENDING WITH THE SATU-
C                    RATION MOISTURE CONTENT,THE POROSITY,
C                    SOIL TYPE 1.
C                  2)MTE CONDUCTIVITY VALUES(CM/DAY),SOIL-TYPE 1
C                  3)MTE PRESSURES(CM),SOIL-TYPE 1.
C                 THESE ARE FOLLOWED BY THE SAME SEQUENCE FOR
C                 SOIL-TYPE 2,3,ETC.
C                 NOTE THAT PRESSURE MUST BE NEGATIVE,EXCEPT
C                 FOR THE LAST VALUE FOR EACH SOIL-TYPE,WHICH
C                 MUST BE THE SATURATION PRESSURE AND BE ZERO.
C================================LINE 8===================================
C  QS            =ONLY IF IOPT(1)=1:INITIAL STEADY STATE DISCHARGE
C                  (CM/DAY)
C============================LINE 8, ALTERNATE============================
C  WET(I),I=1,N =ONLY IF IOPT(1)=0:N VALUES OF INITIAL = MOISTURE
C============================LINE 8, ALTERNATE============================
C  FI(I),I=1,N  =ONLY IF IOPT(1)=2:N VALUES OF INITIAL PRESSURE(CM)
C============================LINE 9, ETC.=================================
C  RAIN          =PRECIPITATION(+) OR EVAPORATION(-)(CM/DAY)
C  TMAX          =TIME(DAYS) UNTIL WHICH FOREGOING RAIN-RATE PREVAILS
```

```
C
C          THE LAST TWO DATA ITEMS MAY BE REPEATED AS MANY TIMES AS
C          NEEDED.AS SOON AS THE NEW VALUE OF TMAX IS LESS THAN THE
C          PREVIOUS ONE,THIS SIMULATION IS STOPPED AND DATA READ-IN
C          FOR THE NEXT SIMULATION STARTS.
C====================END OF DATA
DESCRIPTION=======================
      COMMON TABLE(50,3,5),TARG(3),ISTART(50)
      DIMENSION WET(50), PER(50), FI(50)
      DIMENSION IOPT(3), IND(50), Q(50)
      CHARACTER*79 TXT
C
C*******************************************************************************
C
C*****************READ-IN AND ECHO OF INPUT DATA**************************
      READ (1,46) TXT
      WRITE(6,47) TXT
      WRITE(*,47) TXT
      READ(1,46) TXT
      WRITE (6,47) TXT
      WRITE(*,47) TXT
      READ (1,*) NUMSIM
      DO 44 KK=1,NUMSIM
      READ (1,*) N,DZ,A,AB,PMAX,DPRINT,DELT,TIME,MT,MTE,POOL,DITCH,
     1AKO,DOWNRATE,UPRATE
      WRITE(*,48)N,DZ,A,AB,PMAX,DPRINT,DELT,TIME,MT,MTE,POOL,DITCH,
```

```
     1AKO,DOWNRATE,UPRATE
      READ (1,*) (IOPT(I),I=1,3)
      READ (1,*) (IND(I),I=1,N)
      READ (1,*) (((TABLE(I,J,K),I=1,MTE),J=1,3),K=1,MT)
      WRITE(*,49)(IOPT(I),I=1,3)
      WRITE(*,49)(IND(I),I=1,N)
      DO 1 K=1,MT
      WRITE(*,50) K
1     WRITE(*,51) ((TABLE(I,J,K),J=1,3),I=1,MTE)
C
C****
C
      DZS=DZ*DZ
      DO 238 I=1,N
238   ISTART(I)=MTE/2
      RNGE=TABLE(MTE,1,IND(N))-TABLE(1,1,IND(N))
      M1=N-1
      DPRINT=DPRINT*.9999
      DEPTH=(N-1.)*DZ
C******
C  SETTING UP OF INITIAL MOISTURE,PRESSURE AND CONDUCT. PROFILES
C******
      IF (IOPT(1).EQ.1) GO TO 5
      IF (IOPT(1).EQ.2) GO TO 3
      READ (1,*) (WET(I),I=1,N)
      DO 2 I=1,N
```

```
      TARG(1)=WET(I)
      CALL LOOKUP (1,IND(I),MTE,I)
      PER(I)=TARG(2)
2     FI(I)=TARG(3)
      GO TO 17
3     READ (1,*) (FI(I),I=1,N)
      DO 4 I=1,N
      TARG(3)=FI(I)
      CALL LOOKUP (3,IND(I),MTE,I)
      PER(I)=TARG(2)
4     WET(I)=TARG(1)
      GO TO 17
5     READ (1,*) QS
C******
C     CALCULATE MAXIMIUM DISCHARGE AND INITIAL WATERTABLE HEIGHT
C******
      QSMAX=A*DEPTH
      QSMAX=QSMAX*AKO/(QSMAX+AKO)
      IF (QS.LE.QSMAX) GO TO 6
      QS=QSMAX
      ZW=DEPTH
      NS=N
      WRITE(*,52) QS
      GO TO 15
6     ZW=QS*AKO/(A*(AKO-QS))
C******
```

```
C      CALCULATE INITIAL PRESSURE PROFILE FROM QS AS GIVEN
C******
       NS=ZW/DZ+1
       DIS=NS*DZ-ZW
       NT=NS+1
       IF (DIS.GT.DZ/2.) GO TO 9
       TARG(2)=TABLE(MTE,2,IND(NT))
       TARG(3)=0.
7      P=TARG(3)
       TARG(3)=DIS*(QS/TARG(2)-1.)
       CALL LOOKUP (3,IND(NT),MTE,NT )
       IF (ABS(P-TARG(3)).GT.0.001) GO TO 7
8      FI(NT)=TARG(3)
       PER(NT)=TARG(2)
       WET(NT)=TARG(1)
       GO TO 11
9      FB=(DIS-.5*DZ)*(QS/TABLE(MTE,2,IND(NS))-1.)
       TARG(3)=FB
       TARG(2)=TABLE(MTE,2,IND(NT))
10     P=TARG(3)
       TARG(3)=DZ/2.*(QS/TARG(2)-1.)+FB
       CALL LOOKUP (3,IND(NT),MTE,NT)
       IF (ABS(P-TARG(3)).GT.0.001) GO TO 10
       GO TO 8
11     N1=NS+2
       DO 14 I=N1,N
       TARG(2)=PER(I-1)
       TARG(3)=0.
```

```
12    P=TARG(3)
      TARG(3)=FI(I-1)+DZ*(QS/(PER(I-1)+TARG(2))-.5)
      CALL LOOKUP (3,IND(I-1),MTE,I-1)
      IF (ABS(P-TARG(3)).GT.0.001) GO TO 12
      FB=TARG(3)
      CALL LOOKUP (3,IND(I),MTE,I)
      AKB=TARG(2)
      TARG(3)=0.
13    P=TARG(3)
      TARG(3)=FB+DZ*(QS/(AKB+TARG(2))-.5)
      CALL LOOKUP (3,IND(I),MTE,I)
      IF (ABS(P-TARG(3)).GT.0.001) GO TO 13
      FI(I)=TARG(3)
      WET(I)=TARG(1)
      PER(I)=TARG(2)
      IF (WET(I).LT.TABLE(MTE,1,IND(I))) GO TO 14
      WRITE(*,53) I
14    CONTINUE
15    DO 16 I=1,NS
      PER(I)=TABLE(MTE,2,IND(I))
      FI(I)=0.
16    WET(I)=TABLE(MTE,1,IND(I))
      GO TO 20
17    NS=0
      DO 18 I=1,N
      IF (WET(I).LT.TABLE(MTE,1,IND(I))) GO TO 19
      NS=NS+1
```

```
18    CONTINUE
19    ZW=(NS-1)*DZ
      NT=NS+1
      N1=NS+2
      ZW=AKO*(DZ*NS+FI(NT))/(AKO-A*FI(NT))
      NS=ZW/DZ+1
      WET(NS)=TABLE(MTE,1,IND(NS))
      PER(NS)=TABLE(MTE,2,IND(NS))
      FI(NS)=0.
      QS=A*ZW*AKO/(AKO+A*ZW)
20    WRITE(*,54) (WET(N+1-I),PER(N+1-I),FI(N+1-I),I=1,N)
      WRITE(*,55) QS,ZW
      DT=DELT
      PRNT=0.
      PRECIP=0.
C******
C      END OF PRELIMINARY CALCULATIONS.
C      START STEPPING THROUGH TIME.
C******
21    READ (1,*) RAIN,TMAX
      TMAX=TMAX*1.0001
      IF (TMAX.LT.TIME) GO TO 44
      WRITE(*,56) TMAX,RAIN
      IPTEST=0
```

```
22    TIME=TIME+DT
      DTA=DT
      IF (TIME.LT.TMAX) GO TO 23
      DTA=TMAX+DTA-TIME
      TIME=TMAX
      IPTEST=1
23    PRNT=PRNT+DTA
      NT=NS+1
      N1=NS+2
C     CALCULATE MAXIMUM ALLOWABLE TIMESTEP
C
C================
C
      IF(DOWNRATE.LT.0.0.OR. UPRATE.GT.1.0)GOTO 72
      IF(IPTEST.EQ.1)GOTO 72
      IF(NT.GT.N)GOTO 72
      DTM=1.E12
      DO 71 I=NT,N
      IF(FI(I).GE.0.)GOTO 71
      TARG(1)=WET(I)-.0001
      CALL LOOKUP(1,IND(I),MTE,I)
      HLO=TARG(3)
      TARG(1)=WET(I)+.0001
      CALL LOOKUP(1,IND(I),MTE,I)
      DENOM=HLO-TARG(3)
```

```
      IF(ABS(DENOM).LT.1.E-10)DENOM=1.E-10
      DTL=ABS(DZS*.0001/(PER(I)*DENOM))
      IF(DTL.LT.DTM)DTM=DTL
 71   CONTINUE
      UP=UPRATE*DTM
      DOWN=DOWNRATE*DTM
      IF(DTA.GT.UP.OR.DTA.LT.DOWN)DT=UP
      IF(DTA.LT.1.E-6)STOP 'DTA TOO SMALL'
C******
C       CALCULATE INTERNAL FLOWS
C******
 72   Q(NT)=-QS*DTA
      IF (NT.GE.N) GO TO 30
      DO 28 I=N1,N
      IF (IND(I-1).EQ.IND(I)) GO TO 27
      TARG(3)=PER(I)*(FI(I)+DZ/2.)+PER(I-1)*(FI(I-1)-DZ/2.)
      TARG(3)=TARG(3)/(PER(I)+PER(I-1))
      ITCNT=0
 24   CALL LOOKUP (3,IND(I),MTE,I)
      ITCNT=ITCNT+1
      AKUP=TARG(2)
      CALL LOOKUP (3,IND(I-1),MTE,I-1)
      AKD=TARG(2)
      FB=(AKUP+PER(I))*(FI(I)+DZ/2.)
      FB=FB+(AKD+PER(I-1))*(FI(I-1)-DZ/2.)
```

```
      FB=FB/(PER(I)+PER(I-1)+AKUP+AKD)
      IF (FB.GT.0.) FB=0.
      IF (ITCNT.LT.4) GO TO 25
      WRITE(*,*) ITCNT,I
      GO TO 26
25    IF (ABS(FB-TARG(3)).LE.1) GO TO 26
      TARG(3)=FB
      GO TO 24
26    FF=DTA
      Q(I)=-(PER(I)+AKUP)*((FI(I)-FB)/DZ+.5)
      GO TO 28
27    Q(I)=DTA*(PER(I)+PER(I-1))/2.
      FF=(FI(I-1)-FI(I))/DZ-1.
28    Q(I)=Q(I)*FF
C******
C      SOIL MOISTURE ACCOUNTING
C******
      DO 29 I=NT,M1
      ADD=(Q(I)-Q(I+1))/DZ
      FULL=TABLE(MTE,1,IND(I))
      IF (ADD+WET(I).LT.FULL-1.E-5) GO TO 29
      ADD=FULL-WET(I)
      Q(I+1)=Q(I)-ADD*DZ
29    WET(I)=WET(I)+ADD
30    WET(N)=WET(N)+Q(N)/DZ
```

```
C******
C       CALCULATE INFILTRATION AND SURFACE DISCHARGE AND THEN
C       CARRY OUT THE NECESSARY BOOKKEEPING TO UPDATE POOL,
C       PRECIP,DITCH AND THE MOISTURE OF THE UPPER SOIL
C       SEGMENT.
C******
      PREVAP=RAIN*DTA
      IF (PREVAP.GT.0.) GO TO 31
      IF (POOL+PREVAP.GE.0) GO TO 31
      PRECIP=PRECIP+POOL
      EVAP=PREVAP+POOL
      EVAP=EVAP*(WET(N)-TABLE(1,1,IND(N)))/RNGE
      POOL=0.
      EMAX=(TABLE(1,1,IND(N))-WET(N))*DZ
      IF (EVAP.LT.EMAX) EVAP=EMAX
      PRECIP=PRECIP-EVAP
      WET(N)=WET(N)+EVAP/DZ
      DISCHA=0.
      RINF=EVAP
      GO TO 34
31    POOL=POOL+PREVAP
      PRECIP=PRECIP-PREVAP
      AMAXI=(TABLE(MTE,1,IND(N))*.9994-WET(N))*DZ
      RINF=(DZ-2.*FI(N))*PER(N)/DZ
      DIF=POOL-PMAX
```

```
      DISCHA=0.
      IF (DIF.LE.0.) GO TO 32
      DISCHA=AB*DIF*DIF*DTA
      IF (DISCHA.GT.DIF) DISCHA=DIF
32    IF (RINF.GT.AMAXI) RINF=AMAXI
      TOT=RINF+DISCHA
      IF (TOT.LE.POOL) GO TO 33
      RINF=RINF*POOL/TOT
      DISCHA=DISCHA*POOL/TOT
33    WET(N)=WET(N)+RINF/DZ
      POOL=POOL-RINF-DISCHA
      DROS=0.
      IF (NT.LT.N) GO TO 34
      IF (WET(N).LT.TABLE(MTE,1,IND(N))) GO TO 34
      DROS=WET(N)-TABLE(MTE,1,IND(N))
34    DITCH=DITCH+DISCHA+QS*DTA+DROS*DZ
      NST=0
      DO 36 I=NT,N
      TARG(1)=WET(I)
      IF (NST.NE.0) GO TO 35
      IF (WET(I).GE.TABLE(MTE,1,IND(I))) GO TO 35
      NST=I
35    CALL LOOKUP (1,IND(I),MTE,I)
      PER(I)=TARG(2)
      WET(I)=TARG(1)
```

```
36    FI(I)=TARG(3)
      NS=NST-1
      NT=NST
      N1=NT+1
      P=PER(NT)
C******
C       CALCULATE WATERTABLE ELEVATION
C******
      ZW=AKO*(FI(NT)+DZ*NS)/(AKO-A*FI(NT))
      NS=ZW/DZ+1
      QS=A*ZW*AKO/(AKO+ZW*A)
      SUM=0.
      DO 37 I=1,N
37    SUM=SUM+WET(I)*DZ
      IF (PRNT.LT.DPRINT) GO TO 42
C******
C       READY DATA FOR OUTPUT
C******
      PRNT=0.
      TOT=QS+DISCHA/DTA
      DO 38 I=NT,M1
38    Q(I)=Q(I)/DTA
      NTT=NT-1
      DO 39 I=1,NTT
```

```
39    Q(I)=-QS
      RINF=RINF/DTA
      DISCHA=DISCHA/DTA
C******
C       PRINT RESULTS
C******
      IF (IOPT(2).LT.2) GO TO 40
      WRITE(*,59) TIME,PRECIP,POOL,DITCH,SUM,RINF,DISCHA,QS,TOT,Q(M1),ZW
      GO TO 41
40    WRITE(*,58) TIME,DTA,QS,ZW,TOT
      WRITE(*,57) PRECIP,POOL,DITCH,SUM,RINF,DISCHA,(Q(I),I=1,M1)
      IF (IOPT(2).EQ.1) GO TO 41
      WRITE(*,54) (WET(N+1-I),PER(N+1-I),FI(N+1-I),I=1,N)
41    IF (IOPT(3).EQ.0) GO TO 42
      WRITE (6,45) TIME,DITCH,POOL,RINF,ZW,QS,DISCHA,TOT
42    IF (IPTEST.EQ.1) GO TO 43
      GO TO 22
43    GO TO 21
44    CONTINUE
      STOP
C
45    FORMAT (F6.1,7E10.3)
46    FORMAT (A79)
47    FORMAT (1H ,A79)
48    FORMAT (1X,I3,7E10.3/2I3,5F10.3)
49    FORMAT (50I2)
```

```
50    FORMAT (1HO,10X,'SOILTYPE ',I1//
     1 5X,'= MOISTURE  CONDUCTIVITY',8X,'PRESSURE'//)
51    FORMAT (1X,F14.4,F14.5,F14.2)
52    FORMAT (1X,' QS TOO LARGE,REPLACED BY MAXIMUM',E12.4)
53    FORMAT (I3,')TH NODE SATURATED: NO EQUILIBRIUM FLOW AT THIS RATE!!
     1')
54    FORMAT (/'     MOISTURE AND CONDUCTIVITY PROFILE'/
     1 13X,'THETA(CM/CM)',8X,'K(CM/DAY)'/(5X,E20.6,5X,F12.6,F15.2))
55    FORMAT ('0  QS=',F12.3,5X,'ZG=',F12.3/)
56    FORMAT ('OFOR THE PERIOD ENDING AT T=',F10.1,
     1 ' DAYS,PRECIP IS',F10.2,' CM/DAY'//)
57    FORMAT (' STORAGES',4F10.5/' INFILT AND RUNOFF',2F10.5/
     1 ' INTERNAL FLOWS'/(9F8.4)/)
58    FORMAT ('OTIME,STEP,GW DISCH.,WATER TABLE,TOT DISCH '/5E15.6/)
59    FORMAT (1X,6F6.1,E10.3,4F8.3)
      END
```

```
                SUBROUTINE LOOKUP (II,JJ,MTE,JS)
C*************************************************************************
C
C  LOOKUP INTERPOLATES BETWEEN ENTRIES OF TABLE TO FIND
C  CORRESPONDING VALUES OF TWO OF THE TABLE ARGUMENTS,
C  TARG,GIVEN THE THIRD ONE;THESE ARGUMENTS,AS WELL AS
C  THE TABULATED VALUES,ARE PASSED THROUGH COMMON.THE
C  SUBROUTINE ARGUMENTS ARE:
C     II=1,2,OR 3:THE INDEX OF TARG(II)!TARG(II) IS THE
C        TABLE ARGUMENT WITH THE GIVEN VALUE.
C     JJ=THE INDEX IND(SEE MAIN PROGRAM) INDICATING THE
C        SOIL TYPE FOR THE INTERPOLATION.
C     MTE=THE NUMBER OF TABLE ENTRIES.
C     JS=THE NODE-INDEX OF THE SOIL ELEMENT FOR WHICH THE INTERPO-
C     LATION IS DONE.NEEDED TO GET THE CORRECT VALUE OF LOCATION
C     IN TABLE.
C*************************************************************************
      COMMON TABLE(50,3,5),TARG(3),ISTART(50)
      P=TARG(II)
      TEST=P-TABLE(ISTART(JS),II,JJ)
      IF(TEST)1,2,3
2     IK=ISTART(JS)
7     DO 4 I=1,3
4     TARG(I)=TABLE(IK,I,JJ)
      RETURN
```

```
1     DO 5 I=2,ISTART(JS)
      JQ=ISTART(JS)+1-I
      IF(P.GT.TABLE(JQ,II,JJ))GOTO 6
5     CONTINUE
      IK=1
      ISTART(JS)=JQ
      GOTO 7
6     FAC=(P-TABLE(JQ,II,JJ))/(TABLE(JQ+1,II,JJ)-TABLE(JQ,II,JJ))
      DO 8 J=1,3
8     TARG(J)=TABLE(JQ,J,JJ)+FAC*(TABLE(JQ+1,J,JJ)-TABLE(JQ,J,JJ))
      ISTART(JS)=JQ
      RETURN
3     DO 9 I=ISTART(JS)+1,MTE
      IF(P.LT.TABLE(I,II,JJ))GOTO 10
9     CONTINUE
      IK=MTE
      ISTART(JS)=MTE
      GOTO 7
10    FAC=(P-TABLE(I-1,II,JJ))/(TABLE(I,II,JJ)-TABLE(I-1,II,JJ))
      DO 11 J=1,3
11    TARG(J)=TABLE(I-1,J,JJ)+FAC*(TABLE(I,J,JJ)-TABLE(I-1,J,JJ))
      ISTART(JS)=I
      RETURN
      END
```

Annexe B Drainotes
Notes à l'intention de l'utilisateur du programme DRAIN2

ANNEXE B

DRAINOTES, NOTES À L'INTENTION DE L'UTILISATEUR DU PROGRAMME DRAIN2

Cette annexe est une copie du fichier DRAINOTES, sur la disquette DRAIN-PLOT. Dans le texte, on suppose que le programme DRAIN sera exécuté sur un IBM-XT ou sur un système compatible, avec un système d'exploitation à disques.

NOTES ON PROGRAM DRAIN2

DRAIN.EXE is the name of the file which must be loaded into memory for the execution of program DRAIN2. All the data for the run are read from logical unit # 1, output is on the default output device, normally the screen, but may be rerouted to the printer or any file with the reroute facility of DOS. Also, if IOPT(3) is not zero, output of data suitable for plotting is sent to logical unit #6. Thus, with DRAIN.EXE on the default drive, the input data in a file DRAIN.DAT on a diskette in drive A, output to be routed to the printer, and plot data to be written on a file PLOTDAT.xxx, this would be the command:

```
drain a:drain.dat plotdat.xxx > prn
```

The data set is described on pages 1 and 2 of the FORTRAN source listing, which is in the file DRAIN.FOR. For plotting of data sent to logical device #6, please note the following:

Data are written under format control; the first two records of the file are the two title lines(see page 1 of the source listing), and are expected on the input data for program PLOTGRAF; the next records contain the items: TIME, DITCH, POOL, RINF, ZW, QS, DISCHA, TOT, in that order, where

TIME = time for which data in this record are given (time)

DITCH = accumulated water in the ditch(length)

POOL = water pooled on the surface(length)

RINF = infiltration rate(length/time)

ZW = height of watertable above drain(length)

QS = ground-water discharge(length/time)

DISCHA= rate of surface runoff(length/time)

TOT = sum of QS and DISCHA(length/time)

There is one such record for each time for which output was requested, the same as data output to the default device. The format of the records is (see source listing,page 8 lines, 424 and 431):

(F6.1,7E10.3)

In PLOTGRAF, TIME, which would be the x-coordinate of the plot, is ignored, and data are plotted as if they were equidistant on the time-axis(x-axis);which is true as long as the value of the print-interval(DPRINT) is an integer multiple of the timestep, and is always approximately true.

Thus,to plot for example the total discharge, the format given to PLOTGRAF would be:

(66X,E10.3)

skipping the TIME and the first 6 data items, reading only the last item, which is TOT, the total discharge.

Note that when the timestep is recalculated, the number of records is not always entirely predictable. If plotting is considered the recalculation of the timestep should be omitted, or the records should be counted manually (i.e. without the help of a machine), making sure that if more than one trace is to be plotted, the number of records is the same for each trace.

Annexe C Plotnotes
Notes à l'intention de l'utilisateur du programme PLOTGRAF

ANNEXE C

PLOTNOTES, NOTES À L'INTENTION DE L'UTILISATEUR DU PROGRAMME PLOTGRAF

Cette annexe est une copie du fichier PLOTNOTES, sur la disquette DRAIN-PLOT. Dans le texte, on suppose que le logiciel décrit est exploité sur un IBM-XT ou sur un ordinateur compatible, avec une imprimante IBM Proprinter ou toute autre imprimante par points similaire pour la production des graphiques.

PLOTNOTES

PLOT is the name of the file(s) containing program PLOTGRAF for plotting on a dot-matrix printer a string of y- values ,function y(x), at equidistant points on the x-axis. The program reads 2 records with control data from the default device, and y-values are read from unit # 1. Up to 5 graphs can be shown on the same plot. Scaling is automatic, but the user may specify a minimum value and a maximum value. If all y's are within these limits, scaling will be done using the supplied limits. If any of the y's is outside the limits, the lowest or the highest y-value will replace the limit in question.

==========

INPUT FROM THE CONSOLE

RECORD #1 : List directed.

fmt = format specs for reading of the y-values from unit# 1; must be in single quotes !!!! Maximum of 30 characters, not counting the quotes.

RECORD #2 : List directed.

m = number of points to be plotted on each graph; maximum is 200.

n = number of graphs on the plot, maximum = 5.

isize= the number of vertical increments on the plot. Plotting on the printer allows for 130 increments, but 100 is a more suitable number, leaving a sizeable margin.Note that the x-axis is plotted down the page, the y-axis across the page.

sml = forces a lower limit(see above) to be used for scaling.

big = forces an upper limit to be used for scaling.

==========

INPUT FROM UNIT # 1

RECORD # 1: FORMAT(80A1)

79 characters for comments or a title

RECORD # 2: FORMAT(80A1)

79 characters for comments or title

ALL FOLLOWING RECORDS: FORMAT fmt

n x m values of y, m values for one plot followed by m values for the next plot,etc. Read under format control with format fmt, as given in the first record input on the default device.

==========

To run the program using the supplied EXE file and the supplied data file PLOT.DAT, first set the printer for condensed print, and if so wanted, change the LINE SPACING to 1/8 inch spacing (Esc 0) or to 7/72 inch spacing (Esc 1); then enter:

PLOT PLOT.DAT >PRN followed by the input data,for example:

'(66x,E10.3)' 80 5 100 0 .5

File PLOT.DAT contains formatted records containing information prepared by program DRAIN; a record contains several data items recorded at 1/2 day intervals;in columns 67-77 the total discharge (in cm) is recorded; there are 400 = 5(n) x 80(m) such records, preceded by the two records containing comments. Thus the program will plot 5 graphs,a symbol for each 1/2 day, the size of the y-axis is 100 columns, and since the maximum value of y does not exceed .5, nor the minimum is less than 0., the x-axis will indicate y=0, and the horizontal dashed line at the top of the plot indicates a y-value of 0.5.